



Escola Tècnica Superior d'Enginyers  
de Camins, Canals i Ports de Barcelona

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

## TESINA D'ESPECIALITAT

### Títol

**Desarrollo de un modelo distribuido de simulación continua de acumulación y fusión de nieve. Aplicación sobre la cabecera del Ter.**

### Autor/a

**Rafael Rico García**

### Tutor/a

**Daniel Sempere Torres , Pierre-Antoine Versini**

### Departament

**Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica**

### Intensificació

### Data

**21 de Octubre de 2010**



## RESUMEN

**Título:** Desarrollo de un modelo distribuido de simulación continua de acumulación y fusión de nieve. Aplicación sobre la cabecera del Ter.

**Autor:** Rafael Rico García    **Tutores:** Daniel Sempere Torres, Pierre-Antoine Versini

**Palabras clave:** hidrología, nieve, fusión, acumulación, remote sensing, grados-día

La gestión de los recursos hídricos en un clima como el mediterráneo con periodos de escasez y periodos húmedos es un tema de vital importancia. La nieve acumulada en las montañas durante el invierno contribuye a la regulación natural de los recursos y tiene influencia sobre las reservas, además la unión de un periodo de una fusión repentina y un episodio de lluvias puede provocar graves inundaciones. Por esto es importante conocer la cantidad de nieve acumulada y su estado.

Para cuantificar la cantidad de nieve tradicionalmente se hacían mediciones de campo, pero estas campañas son caras y no tienen una buena resolución espacial y temporal. El uso de satélites permite monitorizar la cobertura de nieve con mayor resolución. El problema que presentan es que no pueden aportar una imagen de calidad con un paso de tiempo regular, porque dependen de que el cielo esté despejado. Además solo dan una idea de la distribución del paquete de nieve y no de su grosor y por lo tanto de la cantidad acumulada.

La única solución posible para conocer el estado de la cobertura nival pasa por desarrollar un modelo distribuido de simulación continua capaz de simular la evolución del paquete de nieve mediante unas variables básicas de entrada, con influencia sobre el manto de nieve, como son la temperatura, la precipitación, la radiación solar, etc. que vendrán dadas por unas estaciones meteorológicas. Por lo tanto el objetivo de esta tesina es desarrollar un modelo numérico capaz de simular la acumulación y fusión de nieve.

A partir de un estado del arte, se han estudiado diferentes tipos de modelos existentes. Se puede definir 2 categorías: los modelos de balance energético con gran precisión pero que requieren muchas variables, y los modelos de índice, más sencillos. Se ha optado por una variante de estos últimos que incluye un módulo de radiación que le permite tener en cuenta los efectos topográficos. El modelo simula la acumulación de nieve mediante la separación de la precipitación en lluvia o nieve si esta se produce por debajo de una temperatura umbral. El cálculo de la fusión se calcula mediante dos términos, uno dependiente de la temperatura y otro de la radiación. El término de la temperatura consiste en un factor de grados-día que multiplica a la diferencia entre la temperatura del aire y la temperatura de fusión de la nieve, e indica cuantos mm de equivalente de agua se han fundido. El término de radiación incluye la radiación solar y la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre y la atmósfera.

El modelo ha sido desarrollado y calibrado sobre la cuenca piloto de la cabecera del Ter a su paso por St. Joan de les Abadesses. En esta cuenca el caudal está muy influenciado por los periodos de fusión de nieve en primavera y verano. Los parámetros del modelo han sido calibrados comparando imágenes satélite de cobertura de nieve con las coberturas simuladas por el modelo. Los parámetros son: factor de grados-día, temperatura umbral y temperatura de fusión. Se calibran por episodios para la temporada invernal de 2007/08.

Los resultados obtenidos son satisfactorios, ya que se consigue una buena representación de la acumulación de nieve y de la evolución de la cobertura en los periodos de fusión. El modelo utiliza pocas variables de entrada y éstas son fácilmente accesibles, facilitando aplicar el mismo modelo a otras cuencas. Como aplicación futura se podría utilizar la nieve fundida y la precipitación que da el modelo en cada celda y cada paso de tiempo, como entrada para un modelo hidrológico de simulación de caudal, para intentar mejorar la previsión de caudal teniendo en cuenta la fusión en los procesos hidrológicos.

Title: "Development of a continuous distributed model to simulate snow accumulation and snowmelt".

The management of water resources in a Mediterranean climate area, which has dry and humid periods, is an important matter of study. The accumulated snow in the mountains during the winter season contributes to the natural regulation of the resources and has an impact on the water supplies. Furthermore, the combination of a sudden fusion period and a rainy period can cause damaging flooding. For this reason, it is important to know the amount of accumulated snow and its state.

Typically, in order to quantify the snow water resources, field measurements are carried out. But these kind of measurements are expensive and do not deliver enough spatial and temporal resolution. The use of satellites makes it possible to monitor the snow coverage with greater resolution. The main disadvantage is that they can not deliver a consistent image throughout the time because their accuracy depends on the clearness of the sky. Moreover, they only show the snowpack distribution without any information about its thickness. Therefore, it is not possible to calculate the amount of accumulated snow.

The only way of knowing the state of the snow coverage comes to developing a continuous distributed simulation model capable of simulating the snowpack evolution with basic input variables, which they all have an influence on the snow coverage. Such variables are temperature, precipitation or solar radiation among others. These variables are supplied by the meteorological stations. The objective of this study is to develop a numerical model which simulates snow accumulation and snowmelt.

Starting from a state of the art study, several existing models have been evaluated. There are divided into two categories: the energy budget models, which have great accuracy but require a lot of variables, and the temperature index or degree-day factor models, which are simpler. A variation of the latter has been chosen but it also incorporates a radiation module which allow taking into consideration the topographic effects. The model simulates snow accumulation making the difference between rain and snow when precipitation occurs below a temperature threshold.

The fusion computation is based on two components: one depends on temperature, and the other one on radiation. The temperature component consists in a degree-day factor which multiplies the difference between the air temperature and the snowmelt temperature and indicates how many mm of equivalent water has been melt. The radiation component includes both solar radiation and the long-length wave radiation emitted by the Earth surface and the atmosphere.

The model has been developed and calibrated on the pilot basin of the headwater Ter river in St. Joan de les Abadesses. Here, the water level is very influenced by the seasonal periods of snowmelt during spring and summer. The model parameters have been calibrated by comparing snow coverage images from the satellite and simulated snow coverage. The considered parameters are the followings: degree-day factor, threshold temperature and fusion temperature. They have been calibrated on the winter season 2007/08 time period.

The obtained results are satisfactory because a good representation of the snow accumulation is achieved as well as the evolution of the snow coverage during the fusion periods. The model uses few and easily available input data. Therefore, it will be possible to transfer and apply this model to other poorly gauged basins. As a future application, the snowmelt and the precipitation amount data delivered by the model could be used as an input data for a hydrological model, in order to improve runoff forecast considering snowmelt in the hydrological processes.



***Agradecimientos:***

***A mis tutores Daniel Sempere y Pierre-Antoine Versini.***

***A todo el equipo del CRAHI.***

***A mi familia y amigos.***

## ***Índice***

Capítulo 1 Introducción .....	3
Capítulo 2 Estado del arte.....	6
2.1. Modelo básico del balance de energía .....	6
2.2. Modelo básico del índice de temperatura o grados-día .....	9
2.3. Modelos existentes.....	10
2.3.1. Ecuaciones generalizadas del balance de energía del USACE (U.S. Army Corp of Engineers). ....	10
2.3.2. SSARR (Model Stream flow Sintesis and Reservoir Regulation).....	11
2.3.3. SNOW-17, NWSRFS (National Weather Service River Forecast System).....	12
2.3.4. PRMS ( Precipitation Runoff Modelling System) .....	14
2.3.5. SRM (Snowmelt Runoff Model).....	15
2.4. Conclusiones sobre los modelos existentes .....	16
2.5. <i>Remote Sensing</i> (teledetección) .....	19
Capítulo 3 Metodología .....	22
Capítulo 4 Area de estudio, Cuenca alta del Ter. ....	25
4.1. Introducción .....	25
4.2. Datos Topográficos:.....	26
4.2.1. Altura.....	26
4.2.2. Orientación .....	27
4.2.3. Pendiente .....	27
4.3. Estaciones de medida hidro-meteorológicas.....	27
4.4. Datos satélite. ....	29
Capítulo 5 Modelo propuesto .....	31
5.1. Introducción .....	31
5.2. Distribución espacial de la nieve. ....	32

5.2.1. Variables de entrada .....	32
5.3. Cálculo de la fusión .....	34
5.3.1. Término de fusión por temperatura., $a \cdot T$ .....	34
5.3.2. Esquema del modelo de acumulación-fusión.....	35
5.3.3. Término de fusión por radiación, $b \cdot R$ .....	36
5.3.4. Esquema del módulo de radiación .....	47
Capítulo 6 Calibración del modelo .....	49
6.1. Parámetros a calibrar y fijados.....	49
6.1.1. Temperatura umbral .....	49
6.1.2. Factor de grados-día .....	50
6.1.3. Temperatura de fusión.....	52
6.1.4. Albedo .....	52
6.2. Uso de los productos satélite.....	54
6.3. Criterio de calibración.....	57
6.4. Método de optimización, función de Rosenbrock .....	58
6.5. Periodo de calibración.....	59
Capítulo 7 Presentación y Análisis de Los Resultados.....	62
7.1. Calibración por episodios .....	62
7.2. Influencia del módulo de radiación.....	70
7.3. Influencia del albedo.....	73
Capítulo 8 Resumen y conclusiones .....	75
8.1. Conclusiones generales.....	75
8.2. Mejoras posibles para el modelo.....	78

## **CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN**

El clima mediterráneo se caracteriza por la superposición de dos regímenes climáticos distintos, un verano seco y caluroso y un invierno suave y relativamente húmedo. Además hay una elevada variabilidad interanual de la precipitación, lo que provoca periodos de escasez de recursos hídricos y periodos de excesos puntuales con inundaciones asociadas, lo que supone un inconveniente en la gestión de estos recursos.

Para solucionar este problema a lo largo del último siglo se han construido en las cuencas mediterráneas una gran cantidad de embalses y otras obras hidráulicas que permiten regular y administrar las reservas de agua.

La precipitación en forma de nieve en las montañas contribuyen a la regulación natural del ciclo hidrológico, durante el invierno se almacenan reservas de agua helada en las cotas altas, que se incorporan en los periodos de fusión de primavera y verano al caudal de los ríos, pudiendo ser el origen de caudal predominante.

Las condiciones meteorológicas de estas áreas montañosas, así como sus características geográficas y geomorfológicas hacen que el fenómeno nival se presente, con cierta importancia, durante periodos muy concretos del año hidrológico (entre diciembre y mayo), con una gran variabilidad espacio-temporal, según las zonas. La incorporación a la red fluvial de estos recursos hídricos se produce de dos modos fundamentales. La situación ordinaria es la que se da en cuencas donde la precipitación nival alcanza valores significativos durante el invierno, que conducen a espesores de nieve persistentes y a la fusión de esta nieve en primavera, que se va incorporando paulatinamente a la de los embalses a modo de esorrentía. Es la situación propia de casi todas las áreas montañosas

españolas y la característica más significativa del Pirineo y Sierra Nevada. El segundo modo de incorporación de agua de fusión a la red fluvial se produce solo en situaciones climatológicas muy concretas con aumento rápido de la temperatura combinado con lluvias, puede producirse una fusión importante de la nieve en períodos cortos de tiempo, dando lugar a elevados caudales en los cauces fluviales (avenidas).

Para poder llevar a cabo una buena gestión de los recursos hídricos es de vital importancia poder estimar el caudal que se origina a partir de la fusión nival. Esto se consigue siguiendo la evolución de las reservas en forma de nieve a partir de monitorizar el proceso de acumulación-fusión.

La solución tradicional para seguir la evolución del manto de nieve consiste en tomar datos de una red fija de medición de espesores y densidades del manto nival formada por pérstigas y telenivómetros y la realización de campañas de campo para toma de datos que posteriormente se interpolarán para obtener una cartografía aproximada de la nieve en la cuenca de estudio. El mayor inconveniente de este método es la dificultad para obtener datos de forma regular tanto en espacio como en tiempo a lo que hay que añadirle su alto coste económico.

El estudio de la superficie cubierta de nieve mediante satélites (teledetección) con sensores cuyas longitudes de onda permiten diferenciar la nieve del resto de superficies se presenta como una solución a los problemas de las mediciones de campo antes mencionados. El principal inconveniente de las imágenes satélite es que solo dan la cobertura de nieve y también es necesario saber la cantidad de la misma para una buena gestión de los recursos hídricos. Los últimos estudios en el campo de la teledetección van encaminados a poder determinar la cantidad de agua que hay en forma de nieve o lo que es lo mismo el Snow Water Equivalent (SWE), pero todavía están en desarrollo y los datos de SWE son de difícil acceso. A este problema se le suma la resolución temporal de los satélites que pueden llegar a aportar hasta una imagen al día pero en muchas ocasiones la capa de nubes oculta la distribución de nieve de toda la cuenca o parte de ella.

Por lo tanto sería muy interesante poder disponer de una herramienta capaz de seguir la evolución del manto de nieve, controlando tanto la acumulación como la fusión. Aparte de una visión a largo plazo para monitorizar los recursos hídricos de manera eficiente, se podría utilizar este modelo para predicciones a corto término de hidrogramas de caudal,

con datos de temperatura y precipitación estimados, para prevenir posibles avenidas causadas por la superposición de los efectos de fusión de nieve y precipitaciones fuertes.

Realmente en los fenómenos de acumulación y fusión de nieve intervienen una gran cantidad de variables. En la acumulación además de la temperatura, la precipitación y los patrones de circulación atmosférica, intervienen otros factores meteorológicos como el viento, la humedad, la actividad del frente de precipitación, el gradiente térmico y la temperatura en las capas altas de la atmósfera. También intervienen factores topográficos como la altura, el pendiente y orientación de la ladera y la cobertura vegetal.

La fusión de la nieve es un proceso algo más complicado ya que se basa en procesos de transferencia de energía. Las mayores fuentes de energía en el proceso de fusión son la radiación solar, la radiación térmica terrestre o de onda larga, la transferencia de calor por convección del aire, el calor latente de vaporización por la condensación del aire y en menor medida el calor contenido en el agua de lluvia y el calor transmitido por el suelo al paquete de nieve. En estas fuentes de energía está involucrados muchos parámetros que son muy difíciles o imposibles de medir o calcular. Por este motivo los modelos más conocidos y los estudios existentes que modelan la fusión de nieve se basan en ecuaciones empíricas más sencillas que en simulaciones funcionan satisfactoriamente. Estos son los denominados modelos de índice de temperatura o grados-día, en los cuales solo se usa la temperatura del aire como único índice de la fusión. Son una simplificación de los modelos basados en el balance de energía que tienen en cuenta los procesos de cambio de energía que sufre el paquete de nieve y aportan el calor necesario para la fusión.

El objetivo de esta tesina es desarrollar una herramienta capaz de predecir la evolución del manto de nieve mediante unas variables básicas de entrada, con influencia sobre el manto de nieve, como son la temperatura, la precipitación, la radiación solar, etc. que se pueden obtener de las estaciones meteorológicas distribuidas sobre la cuenca. Será un modelo de simulación continua de acumulación-fusión basado en un modelo de grados-día con un complemento para tener en cuenta la radiación en cada punto y así poder acercarse a la precisión espacial de los modelos basados en el balance de energía

## **CAPÍTULO 2 ESTADO DEL ARTE**

A partir de mitad de siglo XX con el crecimiento de la agricultura y las grandes ciudades surgieron los primeros estudios sobre los procesos de fusión de nieve ya que ésta contribuye decisivamente en la regulación natural del ciclo hidrológico y su conocimiento es clave para una buena gestión de los recursos hídricos. A continuación se presentan brevemente los modelos más conocidos y los estudios existentes que modelan la fusión de nieve para tener una base de cara a elaborar un modelo propio, cuyo producto final deseado es un caudal de fusión o lluvia por cada celda de cálculo. Finalmente también se va a presentar el uso de imágenes satélite (*remote sensing*) que los últimos años se ha venido utilizando para obtener la cobertura de nieve (SCA) e incluso para tener una aproximación del equivalente de agua de la nieve (SWE).

### **2.1. Modelo básico del balance de energía**

La transformación de la nieve y el hielo en agua líquida necesita de energía que procede de una serie de procesos físicos que aportan calor al paquete de nieve (Fig.1). La siguiente expresión es la ecuación del balance de energía sobre el paquete de nieve y cada

uno de sus términos pertenece a un proceso de transferencia de energía (unidades en  $W/m^2$ ).

$$Q_i - Q_r + Q_a - Q_s + Q_h + Q_e + Q_m + Q_g = \Delta Q \quad (1)$$

Donde:

$Q_i$ = radiación solar directa.

$Q_r$ = radiación solar indirecta o reflejada.

$Q_a$ = radiación de onda larga procedente de la atmósfera.

$Q_s$ = radiación de onda larga emitida por el paquete de nieve.

$Q_h$ = transferencia de calor por convección del aire.

$Q_e$ = calor latente, condensación del vapor.

$Q_m$ =transferencia de calor debida a los cambios de masa, energía contenida en la lluvia o nieve.

$Q_g$ =transferencia de calor en la interfase nieve-suelo.

$\Delta Q$ =variación de la energía almacenada en el paquete de nieve.

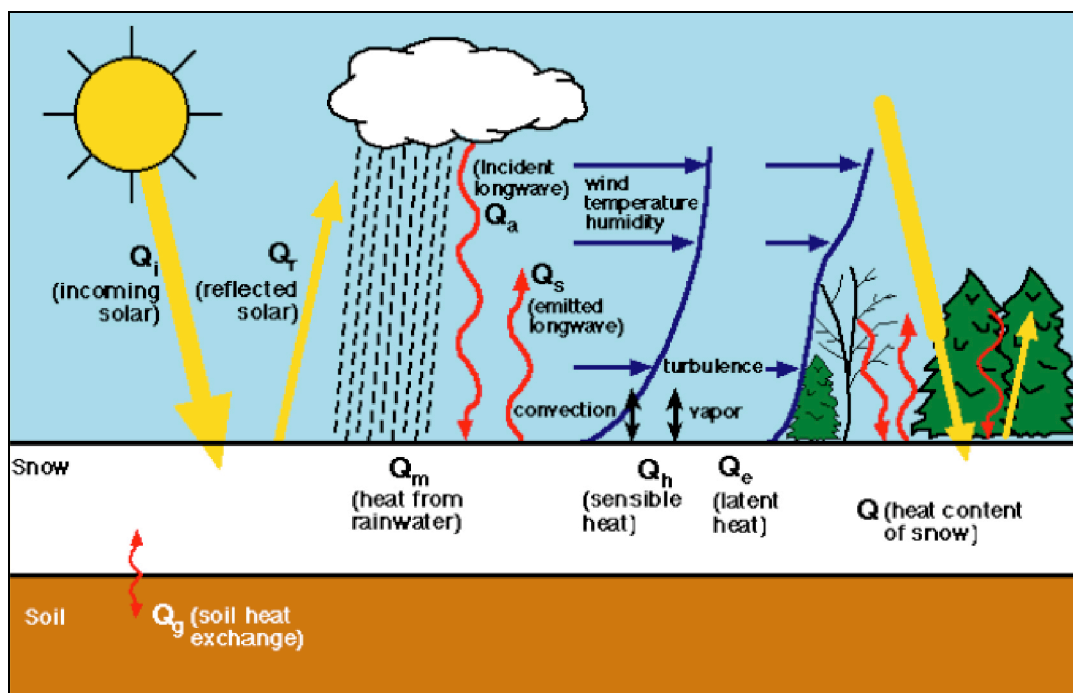


Fig. 1 Esquema del balance de energía. (Anderson, 2006)



Cada uno de estos términos del balance de energía tiene ecuaciones propias que lo explican. Para un mayor conocimiento de los mismos se puede consultar los estudios sobre el intercambio de energía en el paquete de nieve de (Anderson, 1976).

En términos generales solucionar la ecuación del balance de energía implica disponer de medidas o estimaciones de las variables atmosféricas. Las variables atmosféricas necesarias para resolver la ecuación son:

- Radiación solar.
- Radiación atmosférica.
- Temperatura del aire.
- Punto de condensación.
- Velocidad del viento.
- Precipitación.

Como variables no atmosféricas también se necesita alguna estimación de la temperatura por debajo de la superficie del suelo. El albedo de la nieve, es decir la relación entre la radiación que cualquier superficie refleja sobre la radiación que incide sobre la misma, se puede obtener midiendo la radiación solar reflejada, pero en caso de no tener mediciones se puede relacionar con alguna propiedad superficial de la nieve como la densidad superficial. A la complejidad intrínseca de resolver la ecuación del balance de energía se le une el hecho de que es poco frecuente disponer de los datos necesarios en el punto donde se calcula, y será necesario hacer ajustes según la cobertura vegetal, la pendiente, la orientación de la ladera y la diferencia de altura entre el punto donde se calcula y el lugar donde se tienen los datos.

Conociendo la suma de todas las componentes del balance de energía, la cantidad de nieve fundida puede aproximarse a la siguiente fórmula (USACE, 1998):

$$M = \frac{\Delta Q}{334,9 \cdot \rho_w \cdot B} \quad (2)$$

Donde:

M= cantidad de nieve fundida en el periodo (mm/periodo)

$\Delta Q$ =Suma de todas las componentes del balance de energía (kJ/m<sup>2</sup>)

B= cualidad térmica de la nieve, ratio de energía necesaria para fundir un kg de nieve a 0°C, se puede aproximar a 0,97.

334,9= calor latente de fusión del hielo (kj/kg)

$\rho_w$ = densidad del agua, 1000 kg/m<sup>3</sup>.

## **2.2. Modelo básico del índice de temperatura o grados-día**

El método más básico para modelar la fusión de nieve es el índice de temperatura o grados-día, el cual solo usa la temperatura del aire como índice de la fusión. Soluciona el problema de que muchas de las variables del método del balance de energía no están disponibles. La ecuación básica del índice de temperatura es:

$$M_s = C_m (T_a - T_b) \quad (3)$$

Donde:

$M_s$ = cantidad de nieve fundida en el periodo (mm/día)

$C_m$ = factor de grados-día (mm/grados·día)

$T_a$ = temperatura del aire (grados)

$T_b$ = temperatura base (grados)

Como el método de grados-día solo tiene en cuenta la temperatura y no otras componentes del balance de energía, se han observado una gran variabilidad en el valor del factor de grados día de un día a otro pudiendo alcanzar valores de entre 1,5 y 15mm/°C·día (Martinec, 1960; Martinec y Rango, 1985). Esto ocurre porque el factor de grados-día dependerá de varios factores como si se produce lluvia sobre nieve, el viento, masa forestal del terreno, nubes, etc. La variable de temperatura usada dependerá de la resolución temporal y espacial del modelo. Para cuencas grandes con incrementos de tiempo diarios es típico usar la temperatura del aire máxima y mínima como variables de índice para esta ecuación. Si el intervalo a calcular es menor a un día, hay que usar temperaturas medias representativas del periodo de tiempo en el que estemos trabajando, por ejemplo con resolución horaria.

La temperatura base, que representa la temperatura de fusión del paquete de nieve, es un valor cercano a 0°C (USACE, 1998), particularmente para periodos cortos de calculo y con suficiente resolución temporal como para que las temperaturas sean representativas de ese periodo. Si, por el contrario, se ha usado solo la temperatura máxima como índice, la temperatura base puede ser mayor, posiblemente superior a 4°C (USACE, 1998).

Debido a la dificultad para solucionar la ecuación del balance de energía tal como se ha comentado antes, los diferentes modelos que se presentarán a continuación utilizan simplificaciones del balance de energía o directamente el método del índice de temperatura o ambos según las condiciones de fusión sin lluvia o fusión con lluvia sobre nieve.

## **2.3. Modelos existentes**

### *2.3.1. Ecuaciones generalizadas del balance de energía del USACE (U.S. Army Corp of Engineers).*

Las primeras investigaciones sobre los términos del balance de energía fueron realizadas por el (USACE, 1956).

Propusieron unas simplificaciones del balance de energía que resultaron en las llamadas ecuaciones generalizadas. Éstas se elaboraron para un uso práctico en ingeniería. Hay diferentes ecuaciones según que situación se presente. Para lluvia sobre nieve o no, y según la cobertura de vegetación, ya que esto último influirá decisivamente en la importancia de otras variables como el viento, la radiación solar, etc.

En situaciones de lluvia sobre nieve, la radiación solar es despreciable y la atmósfera puede considerarse saturada, de este modo la ecuación del balance de energía queda muy simplificada. Se tienen dos situaciones, una para situación de zona abierta o con poco bosque (<60% cobertura de árboles) y otra para zonas con bosque más denso donde despreciaremos la componente de fusión debida al viento.

En situaciones sin lluvia, el cálculo de la fusión con el balance de energía tiene que incluir la radiación solar como variable (a menos que esté en un bosque denso) además de las componentes de la situación de lluvia sobre nieve. Esto introduce nuevas variables como el albedo y la cobertura de nubes, así como nuevos factores que son necesarios para

convertir ecuaciones de fusión en un punto a una media en toda la cuenca. Además ya no se puede considerar el aire saturado y es necesario usar la variable del punto de condensación.

### *2.3.2. SSARR (Model Stream flow Syntesis and Reservoir Regulation)*

El modelo SSARR ha estado en proceso de desarrollo y evolución desde que se creó en 1956 por el *U.S. Army Corp of Engineers* (USACE, 1987). Inicialmente se desarrolló para proporcionar una simulación hidrológica para la planificación, diseño y operación de los trabajos de control de aguas.

El SSARR es uno de los primeros modelos de simulación continua de flujo de corriente que consta de dos módulos, el que interesa en este estudio, que trata el cómputo nival, y otro que analiza la escorrentía.

En el módulo de cómputo nival el modelo SSARR ofrece dos opciones, que le permiten adaptarse a diferentes escenarios. La primera opción se basa en la aproximación del índice de temperatura con una corrección por el gradiente vertical de temperaturas, factor que indica como varía la temperatura con la diferencia de altura, mientras que la segunda opción es la resolución de la ecuaciones generalizadas del balance de energía del USACE. Se escogerá una opción u otra para el cálculo de la fusión según la disponibilidad de información en la cuenca y así se podrá definir el estado de paquete de nieve en la cuenca, es decir en qué momento del proceso de fusión se encuentra. También hay dos opciones, con las curvas de agotamiento (*depletion curves*) o con las bandas de nieve integradas. El modelo de curvas de agotamiento calcula la fusión mediante un algoritmo basado en el índice de temperatura o el balance energético y las curvas de agotamiento de la cobertura de nieve teóricas (Fig.2).

Estas curvas se encuentran fundamentadas en la relación entre el porcentaje de área cubierta de nieve y el porcentaje de fusión acumulada sobre el total del periodo de fusión. Introduciendo la cobertura de nieve inicial y la escorrentía acumulada inicial permite calcular la curva de agotamiento en el periodo de estudio. El modelo de curva de agotamiento es apropiado para la simulación en la estación de fusión activa (primavera-verano). Sobre todo en regiones y periodos donde domina la escorrentía provocada por la fusión de nieve, donde la lluvia en zonas sin nieve es despreciable y la nueva nieve acumulada es insignificante.

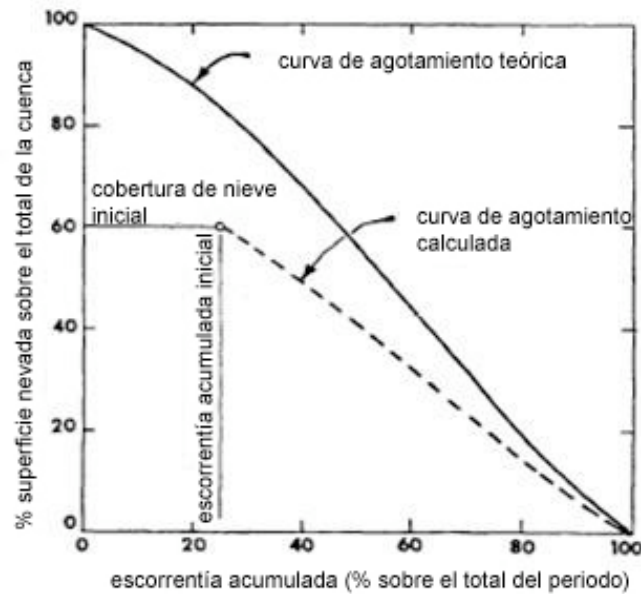


Fig. 2 Ejemplo de curva de agotamiento (User manual SSARR,1987)

El método de las bandas de nieve integradas consiste en dividir la cuenca en franjas de igual elevación donde la acumulación y fusión de nieve, así como la humedad del suelo se consideran uniformes. La fusión de la nieve se calcula mediante el modelo de índice de temperatura para los episodios en que no llueve y con las ecuaciones generalizadas para los episodios de lluvia.

La diferencia básica entre las bandas de nieve y la curva de agotamiento es que las bandas de nieve mantienen los datos de equivalente de agua de la nieve y los parámetros de humedad del suelo en cada banda de elevación. La curva de agotamiento simula la captación como un total y la fusión de la cobertura de nieve como una función estacional acumulada, sin tener en cuenta la distribución espacial de la nieve.

### 2.3.3. SNOW-17, NWSRFS (National Weather Service River Forecast System)

El modelo de acumulación y fusión de nieve del *National Weather Service River Forecast System* se llama SNOW-17 y fue desarrollado por Anderson en 1973. Es un modelo de los procesos físicos que afectan la acumulación y fusión de la nieve utilizando la temperatura del aire como único índice del intercambio de energía en la superficie de contacto nieve-aire. Además de parámetros propios de la cuenca, solo se necesitan series de precipitación y temperatura como datos de entrada meteorológicos para que el modelo funcione. Las series de tiempo de equivalentes en agua de la nieve observados y cobertura de nieve real también pueden ser utilizadas.

Los factores que afectan a la distribución de nieve para acumulación son la vegetación, altitud, tipo y dirección de la tormenta y viento dominante. En la figura 3 se muestran las probabilidades de ocurrencia de fenómenos de precipitación en forma de nieve o lluvia en función de la temperatura según las observaciones de (Anderson, 2006). Para periodos de fusión afecta la vegetación, altitud, orientación y pendiente de la ladera, el viento y la nubosidad.

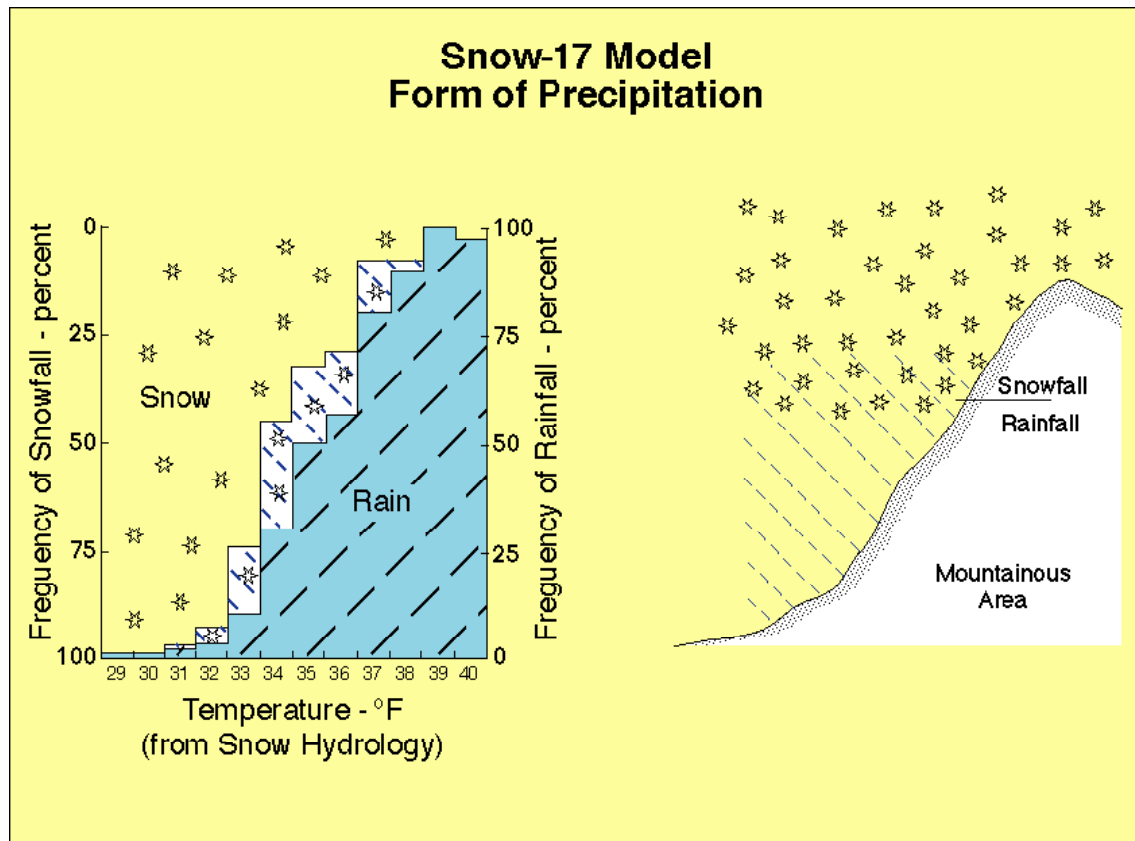


Fig. 3 Separación entre episodios de lluvia y nieve. (Anderson, 2006)

El modelo separa la fusión de nieve durante los períodos de lluvia sobre nieve de la fusión en los períodos en que no llueve para tener en cuenta las diferencias entre las magnitudes en los procesos de transferencia de energía. En los períodos de lluvia sobre nieve la fusión se calcula por una ecuación de balance de energía haciendo varias simplificaciones de manera que solo se requieran la temperatura del aire y la precipitación. Cuando no hay lluvia la fusión se calcula con el método del índice de temperatura, basándose en la diferencia entre la temperatura del aire y una temperatura base a la que la nieve funde, generalmente 0°C, y un factor de fusión con variación

estacional que se representa por una función sinusoidal con valores máximos y mínimos ocurriendo el 21 de junio y el 21 de diciembre, respectivamente. (Fig.4)

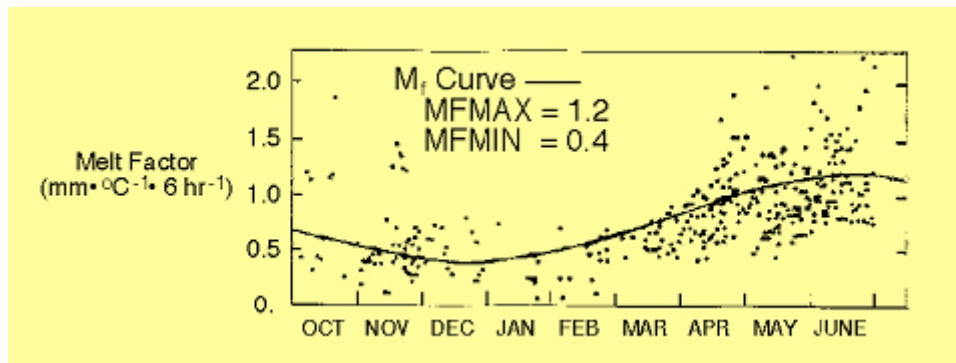


Fig. 4 Variación estacional del factor de fusión (meltfactor) y aproximación sinusoidal. (Anderson, 2006)

La distribución de la nieve se consigue usando curvas de agotamiento que relacionan la extensión de la cobertura de nieve con el ratio del equivalente de agua promedio zonal. Esta curva es constante de un año a otro y para una cuenca particular igual que en el modelo SSARR. Cuando el déficit calorífico del paquete de nieve, es decir la energía necesaria para que la nieve alcance la temperatura de fusión, se ha satisfecho, el agua disponible se moviliza lentamente y se atenúa para simular la transmisión de agua a través de la nieve. Además introduciendo otros parámetros el modelo es capaz de simular otros procesos físicos que se dan en el paquete de nieve, como por ejemplo el intercambio de energía superficial durante los períodos sin fusión, el almacenamiento de calor en la cobertura de nieve, la retención y transmisión de agua líquida en el paquete de nieve, etc.

#### 2.3.4. PRMS ( *Precipitation Runoff Modelling System* )

El PRMS fue desarrollado por el *U.S. Geological Survey, Water Resources División* (Leavesley *et al.*, 1973) para evaluar el impacto de diferentes combinaciones de lluvias, climas y tipos de suelo en la escorrentía superficial. Se trata de un modelo muy útil tanto para hidrogramas de flujo turbulento como para simulaciones a largo término de caudales promedio diarios de fusión de nieve. La idea básica del modelo consiste en separar la cuenca en unidades de respuesta hidrológica similar, teniendo en cuenta la fisiografía, el clima, la vegetación y el tipo de terreno. Para el funcionamiento del modelo se necesita la temperatura máxima y mínima diarias, la precipitación y la radiación solar como entradas mínimas. La fusión se modela a través del balance energético de (Obled y Rosse, 1977), y

tiene en cuenta la radiación solar y la terrestre, así como el calor transmitido por la lluvia al paquete de nieve, por la convección de aire y el flujo de calor latente debido a sublimación o condensación provocado por el viento. La principal diferencia con el balance básico de energía es que la ecuación de Obled y Rosse añade un término de energía procedente del calor transmitido de la superficie de nieve al paquete de nieve por conducción en caso de que la temperatura de la superficie de nieve sea inferior a 0°C o un término para el calor transmitido desde la superficie de nieve al paquete de nieve por circulación de agua de fusión en caso de que la temperatura de la superficie de la nieve sea mayor a 0°C.

Finalmente las diferentes respuestas de las unidades, considerando reservas de flujo, se suman para encontrar el total en la cuenca. El modelo PRMS se adapta a predicciones a corto plazo (3 o 5 días) de la esorrentía media diaria provocada por fusión de nieve.

#### *2.3.5. SRM (Snowmelt Runoff Model)*

El modelo de Fusión de Nieve - Esorrentía (SRM) es un modelo de simulación continua, es decir, las variables de estado cambian continuamente en el tiempo, diseñado para simular y prever el flujo diario en cuencas de montaña donde la fusión de nieve es el factor mayor de esorrentía. Se desarrolló en 1973 por J.Martinec en el *Institute for Snow and Avalanche Research* en Davos (Suiza). Está pensado para ser fácil de usar y al mismo tiempo para que utilice la tecnología moderna de sensores remotos. Es uno de los modelos más usados ya que se adapta a un amplio rango de superficies y a diferentes tipos de clima. Ha sido utilizado por varios institutos, universidades y agencias en más de 24 cuencas de 11 países variables en área desde 0,77 a 4000km<sup>2</sup> y en elevación desde 171 a 7000 m.s.n.m.

La fusión de nieve se calcula usando el método del índice de temperatura, con la temperatura del aire, la precipitación y la fracción de área cubierta de nieve como variables mínimas de entrada. Se divide la cuenca en rangos de alturas y se aplica la aproximación del índice de temperatura. Los datos de extensión del manto de nieve son obtenidos por sensores remotos (Landsat), o fotografías aéreas y usados para aplicar el algoritmo de fusión de nieve a la parte de la cuenca específica con manto de nieve. Se necesita la precipitación diaria para calcular la cantidad de esorrentía derivada que se suma al componente de fusión de nieve diaria. Para la operación del modelo, se deben determinar los siguientes parámetros: factor de grados-día, coeficiente de esorrentía, coeficiente de recesión, tasa de error de temperatura y tiempo de retardo del caudal. Estos



son parámetros que caracterizan a una determinada cuenca y/o clima y que son evaluados a priori por medio de datos reales, observaciones o por analogía con otras cuencas (Martinec y Rango, 1985). Además se requiere la curva área-elevación para determinar las diferencias en altitud y poder extrapolar temperatura.

Las imágenes de cobertura de nieve se ordenan para obtener la curva de agotamiento del periodo de deshielo y la variación en el tiempo de la cobertura de nieve se estima con estas curvas de agotamiento.

El manual del usuario de SRM (Martinec *et al.*, 2008) recomienda subdividir la cuenca en zonas por bandas de elevación de 500 m cada una como máximo. Esta limitación responde a la elevada sensibilidad del modelo frente a las variaciones de gradiente de temperatura. Sin embargo en una misma zona pueden coexistir distintas características fisiográficas o de uso del suelo que hagan inconveniente adoptar parámetros medios para toda la zona. En este sentido es apropiado el uso de modelos digitales de terreno (MDT) y de sistemas de información geográfica (GIS), es decir los sistemas de información capaces de almacenar, editar, analizar y mostrar la información geográficamente referenciada.

## **2.4. Conclusiones sobre los modelos existentes**

Podemos concluir que, de la gran cantidad de modelos existentes, básicamente hay dos tipos de aproximaciones para simular la fusión de la nieve, los modelos donde las variables meteorológicas como la temperatura son índices de los procesos y los modelos de balance de energía basados en la ecuación de transferencia de calor. Cada tipo tiene sus ventajas y sus inconvenientes. Los modelos de balance de energía necesitan una gran cantidad de datos de entrada que en muchas ocasiones no están disponibles, por el contrario los modelos de índice ya son funcionales solo con la temperatura. Los modelos de balance de energía son universales y aplicables a cualquier cuenca, por el contrario los de índice solo sirven para cuencas donde se hayan determinado los parámetros de calibración y no se pueden extrapolar a cuencas con características climáticas o topográficas diferentes. El coste computacional evidentemente es menos costoso en los modelos de índice ya que solo hay que resolver una ecuación empírica que relaciona la fusión con la temperatura a través del factor de fusión. En los modelos de balance de

energía hay que resolver la ecuación del calor donde intervienen una gran cantidad de variables meteorológicas y físicas que según la disponibilidad de datos en la cuenca pueden ser imposibles de conseguir. Por ello, aunque los modelos de balance de energía tienen una mayor resolución temporal y espacial y son mucho más precisos que los modelos de índice de temperatura, se usan más estos últimos sobre todo cuando interesan resultados promedio diarios de caudal para modelar largos periodos de tiempo.

En la siguiente tabla se resumen las características básicas de los modelos explicados anteriormente:

<b>Tabla 1. Comparación de los modelos para el calculo de la fusión de nieve</b>					
	Nombre del modelo/tipo				
	SSARR/C	HEC-1/E	NWSRFS/C	PRMS/C	SRM/C
Balance de energía	opcional	opcional	si (lluvia o nieve)	si	no
Índice de temperatura	si	si	si	no	si
<b>Correcciones:</b>					
Bosque/abierto	opcional	opcional	no	si	no
Déficit calorífico	si	no	si	si	no
Almac. de agua	si	no	si	si	no
Suelo congelado	no	opcional	opcional	no	no
<b>Datos entrada:</b>					
Precipitación	si	si	si	si	si
Temperatura del aire	si	si	si	si	si
Temperatura de condensación	opcional	opcional	no	no	no
Velocidad viento	opcional	opcional	no	no	no
Radiación solar incid.	opcional	no	no	si	no
Nota: C= simulación continua , E= modelo tipo evento.					

El hecho que los factores de fusión estén influenciados por todos los componentes del balance energético ha incitado muchas tentativas de mejorar los modelos de índice incorporando más variables, tales como velocidad del viento, presión del vapor o componentes de la radiación. (Lang, 1968) concluyó de las técnicas de la regresión múltiple que la inclusión horaria de datos de radiación global y la inclusión diaria de datos de presión de vapor mejoraba los cálculos de fusión de nieve. También basado en el análisis estadístico, (Zuzel y Cox, 1975) sugirió que las estimaciones diarias de fusión de nieve podrían ser mejoradas incluyendo la radiación, la presión del vapor y la velocidad del viento en lugar de la temperatura del aire solamente. Hay una transición gradual de los métodos simples de grados día a los métodos de balance de energía mediante el incremento del número de variables en las formulas del modelo. Un método extensamente citado es el SNOW-17 propuesto por (Anderson, 1973). Su método aplica el método de grados día durante períodos secos y una formulación empírica simplificada del balance energético durante períodos lluviosos. Los modelos de escorrentía UBC (Quick y Pipes, 1977) e HYMET (Tangborn, 1984) emplean el rango de temperaturas diarias además temperatura del aire como entrada climática para sus rutinas de fusión, como medida de la cobertura de nieve y, por lo tanto de la radiación solar.

Muchos estudios han añadido un término de radiación a la ecuación básica del modelo de grados día (ecuación 1.) resultando:

$$M_s = C_m(T_a - T_b) + b \cdot R \quad (4)$$

donde  $b$  es un coeficiente y  $R$  es la radiación de onda corta (Kane y Gieck, 1997; Martinec, 1989) o la radiación neta (Kustas *et al.*, 1994; Martinec y Quervain, 1975). Estas expresiones se han probado en varias cuencas y han dado resultados mejores comparados solamente a las simulaciones basadas temperatura. (Brubaker *et al.*, 1996) añadieron la radiación neta al índice de temperatura basado en el SRM, pero asumiendo la radiación neta uniforme sobre la cuenca.

## **2.5.Remote Sensing (teledetección)**

Debido a la gran variabilidad espacial y temporal de la cubierta nival se hace necesario el estudio de su seguimiento especialmente en zonas con una dinámica estacional anual muy variable, como es el caso del Pirineo.

Una aproximación típica para la obtención de este tipo de cartografía se lleva a cabo mediante la toma puntual de datos de campo diferentes variables (como la ausencia o presencia de nieve, su grosor, precipitación o temperatura en fechas concretas sobre la cubierta nival, etc.) y su posterior modelización mediante métodos de interpolación, haciéndose difícil obtener datos de toda la zona de estudio de una forma regular (en tiempo y espacio), por no hablar de su coste económico importante. A diferencia de los datos obtenidos mediante trabajo de campo, actualmente la existencia de satélites que proporcionan datos de teledetección, con una elevada resolución espacial y temporal, hace posible observar el área cubierta de nieve y su variación temporal, permitiendo obtener una cartografía precisa incluyendo las zonas de acceso más difícil.

El único modelo de los presentados ampliamente utilizado que permita introducir datos de *remote sensing* es el SRM, en el que la fusión de nieve es calculada a partir de la superficie cubierta de nieve (SCA). Una cartografía de la cobertura de nieve cada cierto tiempo puede ayudar a incrementar la precisión de los modelos de fusión si están debidamente recalibrados o a mejorar la calibración.

Gracias a que las propiedades físicas de la nieve son muy diferentes a otras superficies naturales, existe la opción de investigar en un gran rango del espectro electromagnético para conocer más datos del paquete de nieve. Las longitudes de onda del espectro visible (entre 0,4 y 0,7  $\mu\text{m}$ ) se utilizan para obtener mapas de porcentaje de cuenca cubierta de nieve, gracias a la gran diferencia en la reflectividad entre las zonas nevadas y las zonas libres de nieve. La porción del espectro cercana al infrarrojo (0,7-1,1  $\mu\text{m}$ ) puede también usarse para obtener mapas de cobertura de nieve y detectar agua líquida cercana a la superficie gracias a la sensibilidad de la molécula de agua a esta longitud de onda. Además la disponibilidad de datos del infrarrojo medio permite que no haya confusión con la cubierta nubosa, muy reflectante en todas las longitudes de onda del dominio óptico. El uso de los satélites como Landsat-5 TM, Landsat-7 ETM+ y TERRA – MODIS (Fig.5) son óptimos por disponer de bandas que se encuentran en estos rangos espectrales. La capacidad de monitorizar en tiempo y espacio la variabilidad de la temperatura

superficial de la capa de nieve puede relacionarse directamente con los procesos de fusión.

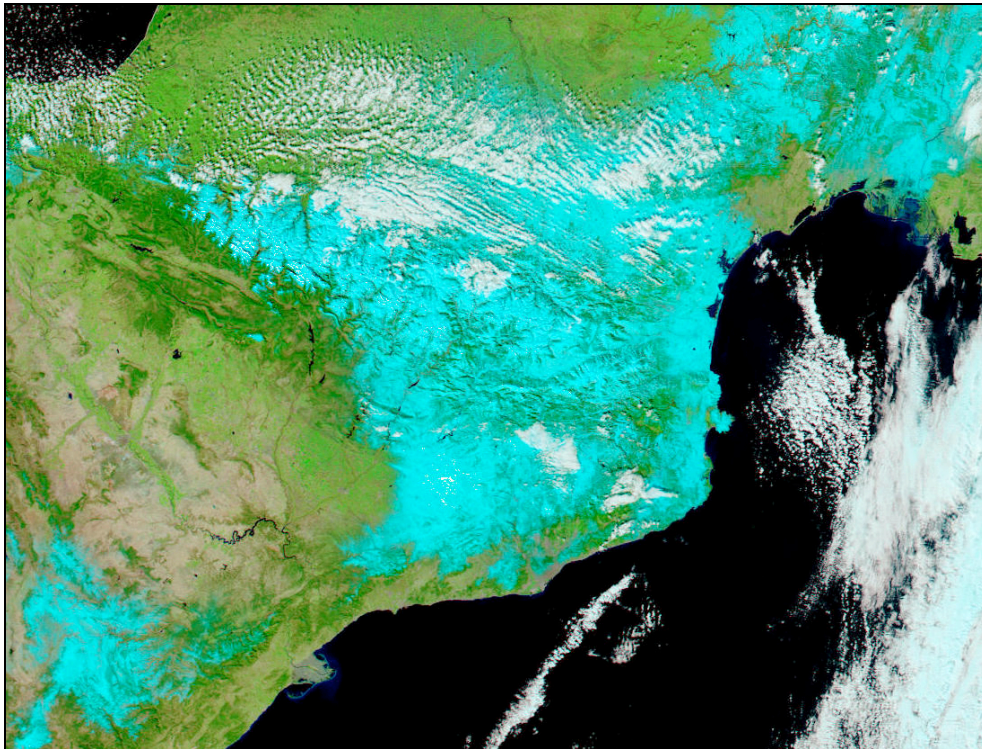


Fig. 5 Imagen infrarrojos del satélite MODIS de la nevada en Cataluña el 9 de Marzo de 2010.

En España destaca el trabajo realizado en el programa ERHIN (Estudio de los Recursos Hidrológicos procedentes de la Innivación) que ya utiliza fuentes del sensor MODIS con resolución de 250 m y del sensor ANHRR instalado en los satélites NOAA con una resolución de 1000 m cuando no se dispone de las imágenes del anterior (Cobos, 2004).

Además de saber la SCA sería interesante conocer el equivalente de agua (SWE) de la nieve observada. Se han hecho muchos estudios para SWE de alta resolución a partir de medidas en un espectro de onda visible (Cline *et al.*, 1998; Liston, 1999; Martinec y Rango, 1981; Molotch y Bales, 2005). Sin embargo las medidas en esos espectros de onda no son directamente aplicables a la masa de nieve, el SWE se puede reconstruir integrando el flujo de fusión modelado sobre el periodo de observaciones de satélite. Una limitación importante de esta metodología es que no se tiene en cuenta la precipitación en periodo de fusión y según el clima es una parte muy importante de la cantidad de nieve caída a lo largo del año.

Actualmente los estudios se centran en mejorar la reconstrucción del SWE, para sortear las limitaciones antes comentadas, y también en el uso del *remote sensing* para aumentar la precisión de los modelos de fusión a base de calibrarlos con los datos del satélite por cada paso de tiempo que este envíe información.

## **CAPÍTULO 3 METODOLOGÍA**

La distribución de la nieve se determina actualmente mediante imágenes satélite, debido al difícil acceso a las zonas de alta montaña. Se utilizan composiciones en falso color de imágenes obtenidas a partir de índices espectrales para distinguir la nieve de las nubes. Sin embargo estas imágenes satélite no son suficientes para desarrollar un modelo preciso ya que no se disponen de imágenes de calidad de todos los días, es posible que la cobertura de nubes cubra una gran superficie y tape la totalidad o parte de la cuenca, no permitiendo al satélite tomar imágenes de la superficie terrestre. De todos modos una cartografía de la cobertura de nieve cada cierto tiempo nos puede ayudar a incrementar la precisión de los modelos de fusión si están debidamente recalibrados. Además de necesitar saber la distribución de la nieve también es necesario saber la cantidad de la misma. Los últimos estudios en el campo de la teledetección van encaminados a poder determinar la cantidad de agua que hay en forma de nieve o lo que es lo mismo el Snow Water Equivalent. Otra herramienta que se puede utilizar para saber la cantidad de nieve son las medidas del grosor que dan algunas estaciones meteorológicas, generalmente las que se encuentran cerca de estaciones de esquí. El inconveniente principal es la conversión de volumen de nieve a volumen de agua, ya que la densidad de la nieve es variable y difícil de determinar. Además se tienen muy pocas medidas y con gran

variabilidad espacial, lo que hace inviable estimar la distribución de nieve mediante interpolaciones, si se pueden usar estas medidas para validaciones puntuales.

A causa de todas estas dificultades, la única alternativa para estudiar la evolución del manto de nieve es construir un modelo de acumulación-fusión de nieve, que dada la temperatura y precipitación en cada punto de la cuenca y un umbral térmico que separe la lluvia de la nieve, permita calcular la cobertura de nieve de manera continua y su volumen en equivalente de agua líquida.

El mayor problema que presentan los modelos de fusión es poder adaptarse a la variabilidad espacial de la cuenca, sobre todo los modelos de índice debido a las pocas variables de entrada. Los factores topográficos como la pendiente y la orientación influyen decisivamente en la cantidad de energía que recibe el paquete de nieve, concretamente en la cantidad de radiación solar incidente. Actualmente gracias a los sistemas de información geográfica (GIS) se puede disponer de un modelo digital del terreno con los datos topográficos como la orientación, la pendiente y la altura para cada punto de la cuenca. Esto nos lleva a tratar la cuenca como una malla cuadriculada, subdividiendo el área en celdas iguales y realizando los cálculos necesarios para cada una. Con esto solucionamos el problema de la resolución espacial.

Dados todos estos condicionantes la mejor solución es desarrollar un modelo numérico de acumulación y fusión de nieve distribuido espacialmente. Para simular la fusión tenemos que basarnos necesariamente en un modelo de índice de temperatura, ya que los datos de temperatura son accesibles y fácilmente interpolables en toda la cuenca.

No es posible utilizar un modelo sobre el balance de energía porque no se disponen de todas las variables necesarias para resolver sus ecuaciones, como por ejemplo la temperatura del suelo, datos de viento, presión de vapor en estado saturado, etc. De todos modos se complementará el modelo de índice con un módulo de radiación, tal como los estudios realizados por Kustas (Kustas *et al.*, 1994) recomiendan y que han demostrado obtener resultados similares a modelos de balance de energía más complejos. El modelo de radiación calculará la radiación neta de onda corta (radiación solar) y de onda larga (emisión de la tierra y la atmósfera) en cada celda de la cuenca, teniendo en cuenta los efectos topográficos cuyos datos vienen del modelo digital del terreno. Gracias a este módulo tendremos en cuenta la variabilidad espacial de la fusión.

La cuenca de estudio sobre la cual se desarrollará y calibrará el modelo es la cuenca alta del río Ter en el Pirineo de Girona, desde su nacimiento a 2800m hasta su paso por Sant



Joan de les Abadesses a 770m. La cuenca cubre un área de 300km<sup>2</sup>, en este área se tendrán los modelos digitales del terreno con una resolución de 100mx100m y informaciones sobre la altura, pendiente, orientación y coordenadas UTM de las celdas.

Todos los datos meteorológicos necesarios para el funcionamiento del modelo vendrán dados por las estaciones meteorológicas automáticas (EMA) del Servei Meteorològic de Catalunya. Estas estaciones proporcionan cada media hora o cada hora, según la estación, los valores de precipitación, temperatura, presión atmosférica y radiación solar entre otros. Durante el proceso de lectura y antes de ser utilizados por el modelo estos datos debes ser corregidos mediante unos filtros para evitar mediciones erróneas.

Una vez desarrollado el modelo de acumulación-fusión junto con el modulo de simulación de radiación, necesario para el cálculo del término de fusión dependiente de la radiación, el objetivo será calibrar los parámetros del modelo y hacer la validación para la cuenca de estudio. El primer paso para poder llevar a cabo la calibración del modelo consistirá en escoger un periodo de tiempo en el que tengamos los datos meteorológicos históricos necesarios para el funcionamiento del modelo. Además se escogerán los parámetros a calibrar y su rango de valores posible. También será necesario disponer de las imágenes satélite para este periodo de calibración. Las imágenes las obtendremos del sensor MODIS Terra. Estas imágenes tienen resolución temporal diaria y espacial de 500m aproximadamente. Se definirá un criterio de calibración, basado en la comparación de las imágenes procedentes de la simulación del modelo y de las observaciones satélite. Y por último se escogerá un método de calibración que realice iteraciones sobre el modelo con diferentes valores en los parámetros a calibrar a fin de escoger aquellos que minimicen el criterio de calibración antes definido. Se calibrará el modelo en varios periodos de tiempo que presenten episodios de acumulación y fusión y se realizará una simulación con los valores óptimos de los parámetros calibrados para comprobar si las imágenes de cobertura de nieve simuladas son similares a las proporcionadas por el satélite. Además se consultarán los boletines nivológicos correspondientes al periodo en cuestión y se comprobará si la evolución del grosor en el paquete de nieve a lo largo del periodo tiene relación con la cobertura de nieve simulada.

## CAPÍTULO 4 AREA DE ESTUDIO, CUENCA ALTA DEL TER.

### 4.1.Introducción

El río Ter se encuentra en el Noreste de Cataluña en los Pirineos Orientales, y atraviesa las comarcas del Ripollès, Osona, La Selva, y el Gironès, pasando por la ciudad de Girona, desembocando en el Mediterráneo entre las poblaciones de l'Estartit y Pals (Fig.6). Tiene una longitud de 208 kilómetros, es el más largo y caudaloso ( $25 \text{ m}^3/\text{s}$  en la desembocadura) de las cuencas internas catalanas. El río y sus afluentes recogen las aguas de un territorio de  $3010 \text{ km}^2$ . Es un río altamente regulado, con más de 200 presas instaladas a lo largo de su cauce principalmente para producción hidroeléctrica y regadío. Una parte importante de su caudal ( $8 \text{ m}^3/\text{s}$ ) se desvía en el sistema de embalses Sau-Susqueda hacia el área metropolitana de Barcelona para consumo.



Fig. 6 Área de la cuenca del Ter, destacado en azul la subcuenca de estudio.

La cuenca de estudio es la parte alta del río Ter, desde su nacimiento en Ulldeter a 2480 metros de altitud al pie de un circo glaciar muy cerca de la población de Setcases (1300 m) hasta su paso por el aforo de Sant Joan de les Abadesses (770 m). Con un recorrido de algo más de 40 kilómetros y una superficie de 302 km<sup>2</sup>.

En este primer tramo el Ter salva fuertes desniveles a través de pendientes de rocas de cuarzo y silicatos poco permeables. Primeramente por el Norte recibe las aguas de los circos glaciares de la vertiente sur de la frontera con Francia con picos de más de 2800 metros. A mitad de recorrido se le suman a las aguas del Ter las del Ritort que pasa por Molló (1160m) y recoge las aguas de toda la vertiente Noreste de la subcuenca. Pasado este punto el río Ter toma orientación oeste y hasta Sant Joan de les Abadesses ya solo quedan por sumar los caudales de algunos torrentes.

## **4.2.Datos Topográficos:**

Para tener una visión más detallada de la cuenca a continuación se presentan los tres datos topográficos que influirán en los modelos de acumulación y fusión, estos datos son la altura, la pendiente y la orientación. Los valores de los mismos para cada celda los obtendremos de un modelo digital de terreno (MDT) con una resolución de 100mx100m.

### *4.2.1. Altura*

Las alturas en esta cuenca varían entre 770 m en Sant Joan de les Abadesses y 2881 m en el pico Bastiments. Este dato es de vital importancia ya que la altura es uno de los factores que más influyen en la temperatura, de este modo sabiendo el gradiente vertical de temperaturas es posible saber la temperatura que habrá para cada franja de igual elevación. Por lo tanto servirá para calcular la temperatura del aire en cada celda del modelo digital del terreno que da la información de alturas. Y así poder definir si la precipitación es nieve o lluvia. Evidentemente también es necesario conocer la temperatura en cada celda para saber cuándo pueden presentarse periodos de fusión.

#### *4.2.2. Orientación*

La orientación nos indica hacia donde está orientado el plano de las vertientes de las montañas. Es imprescindible conocerla ya que permitirá calcular la radiación solar neta teniendo en cuenta los efectos topográficos de la cuenca, ya que no se producirá la misma fusión en la cara norte que en la cara sur de la montaña. Esto dará más precisión al modelo permitiendo aproximarse a los modelos basados en el balance de energía

#### *4.2.3. Pendiente*

También se dispone de un MDT con las pendientes de cada celda. Esto permite pues distinguir las zonas más llanas como los cursos fluviales de las más abruptas como la zona noroeste donde se encuentran las montañas más altas. Además se necesita conocer el pendiente para calcular la radiación solar neta.

### **4.3. Estaciones de medida hidro-meteorológicas**

Para la ejecución de los modelos y su calibración se necesitan una serie de datos que se obtienen de algunas de las redes meteorológicas disponibles. Para los datos de temperatura del aire, presión, radiación solar global y precipitación se usarán las estaciones meteorológicas automáticas (EMA) del SMC (Servei Meteorològic de Catalunya). Se disponen de hasta cuatro (Fig.7), aunque solo tres están dentro de la cuenca de estudio, la estación de Nuria también se considera porque la información de temperatura y grosor de nieve puede ser muy útil para validar resultados ya que se encuentra a una cota alta (1971 m) donde hay presencia de nieve durante el periodo de calibración. La estación de Ulldeier también aporta datos de grosor de nieve. El periodo de los datos disponibles es desde la fecha de inicio indicada para cada estación en la tabla 2 hasta 31 de Diciembre de 2009.

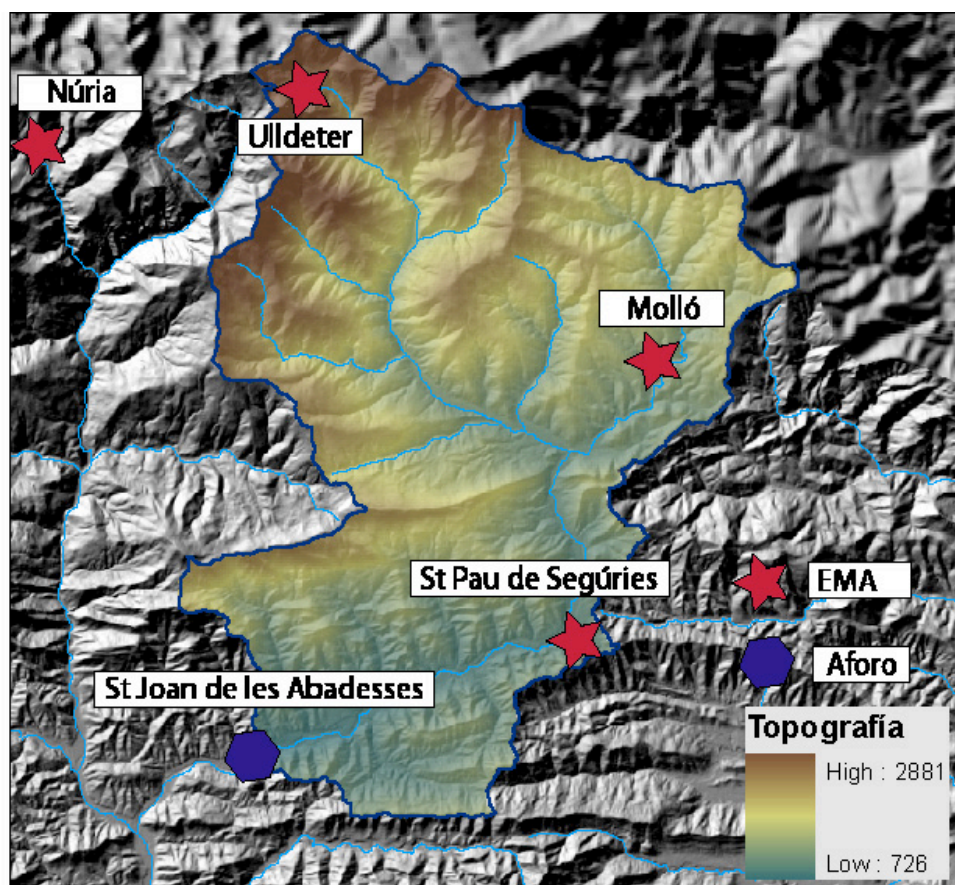


Fig. 7 Mapa de las estaciones de medida en la cuenca.

Tabla 2. Datos Estaciones Meteorológicas Automaticas					
Nombre estación	Código	coordenadas. X/Y (UTM) (metros)	Altitud	Fecha inicio datos	Resolución temporal
Ulldeter	Z4	438591/4697108	2367 m	08/11/2000	horario
Molló	CG	447655/4678855	1406 m	06/06/1996	medias horas
St.Pau de Seguries	CI	451920/4692045	852m	21/01/1996	medias horas
Núria	DG	430568/4694586	1971m	15/05/1998	medias horas

En cuanto a las estaciones para medir el caudal se tiene una estación de aforo del ACA (Agencia Catalana del Aigua). Esta estación mide el caudal del río Ter a su paso por St. Joan de les Abadesses y el caudal de un canal de derivación en ese mismo punto. Por lo tanto el caudal total para la calibración del modelo hidrológico será la suma de los dos caudales de río y el canal.

#### **4.4. Datos satélite.**

Los datos satélite de cobertura de nieve provienen del sensor MODIS Terra. El NSIDC (National Snow and Ice Data Center) es el organismo encargado entre otras cosas de almacenar y distribuir los datos para investigación criosférica procedentes de los satélites de la NASA.

Para la calibración de los resultados se va a utilizar concretamente el producto MOD10A1. Este producto utiliza la banda 6 de las 36 que tiene MODIS, concretamente se basa en la longitud de onda cercana al infrarrojo ( $1,6\mu\text{m}$ ), ya que así el algoritmo de detección de nieve permite diferenciar la nieve de las nubes. La resolución temporal es diaria y la espacial es aproximadamente 500m. Los productos se distribuyen en celdas de aproximadamente  $1200 \times 1200 \text{ km}$  y en proyección sinusoidal.

Debido a que los mapas de cobertura de nieve que genera el modelo están en proyección UTM, se necesita hacer una reproyección de la imagen satélite de proyección sinusoidal a UTM.

Los mapas de cobertura de nieve son matrices de  $2400 \times 2400$  elementos, cada píxel medirá aproximadamente 500 metros, pero no es exacto, por eso hay que calcular cuánto mide cada píxel. Para ello solo es necesario conocer las coordenadas de las esquinas del mapa en proyección sinusoidal, hacer la resta y dividir por los 2400 elementos. Conocido el tamaño de cada píxel ya se puede definir una matriz de coordenadas en proyección sinusoidal que se transformarán a proyección UTM.

El siguiente paso consiste en interpolar los valores de la matriz en las nuevas coordenadas UTM, porque ahora las coordenadas no corresponden a una celda en concreto, tenemos una malla irregular. Para esto se hace una triangulación de Delaunay de esta serie de

puntos, necesaria para calcular una malla regular de valores interpolados, en este caso los valores que nos dan la cobertura de nieve.

Si ahora se representan los valores de la matriz obtendremos el mapa de cobertura de nieve ya en proyección UTM ( Fig.8) y podremos comparar con las imágenes de cobertura de nieve simulada a la salida del modelo.

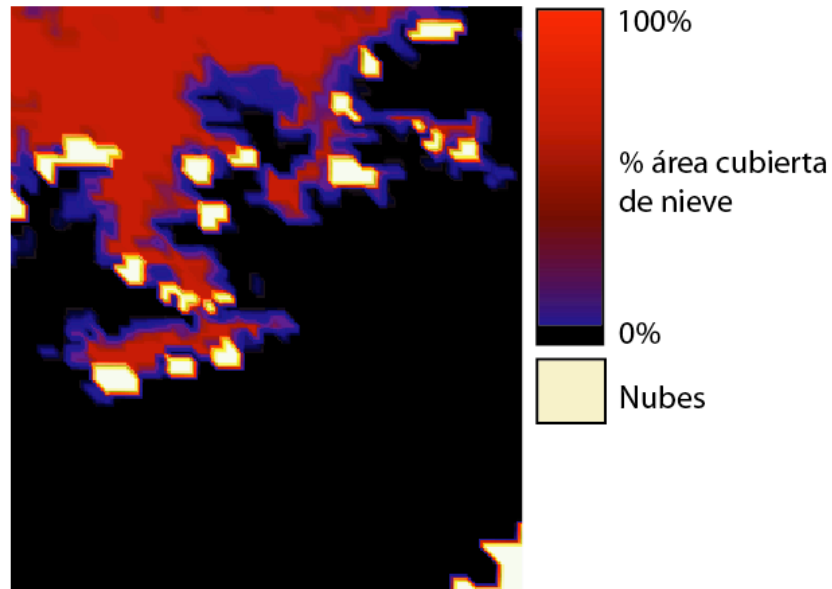


Fig. 8 Imagen satélite de la cuenca.

Para ahorrar coste computacional la triangulación final se hace solo en el área de 26 km x 30 km donde se sitúa la cuenca de estudio y no en todo el producto satélite que son 1200 km x 1200 km.

## CAPÍTULO 5 MODELO PROPUESTO

### 5.1. Introducción

Se propone crear un modelo que consiga simular los procesos de acumulación y fusión con pocas variables de entrada procedentes de las estaciones meteorológicas automáticas. El proceso de acumulación de nieve se basará en calibrar un umbral térmico por debajo del cual la precipitación será en forma de nieve y por encima en forma de lluvia. El proceso de fusión estará basado necesariamente en un modelo de índice de temperatura el cual solo usa la temperatura del aire como índice de la fusión. Soluciona el problema de que muchas de las variables del método del balance de energía no están disponibles.

El modelo tiene como salida un campo de nieve acumulada para cada paso de tiempo. Este campo de nieve se calcula sumándole al campo de nieve acumulada del paso de tiempo anterior la nieve acumulada en el paso de tiempo actual y restándole la fusión que se produce en ese intervalo de tiempo. La ecuación básica sería la siguiente:

$$CampoNieve_i = CampoNieve_{i-1} + NieveAcumulada_i - NieveFundida_i \quad (4)$$

Donde:  $i$ = paso de tiempo

Sabemos que el nivel de energía que recibe el paquete de nieve depende de los factores topográficos como la orientación y la pendiente de la ladera. Así pues para aproximarnos a los modelos de balance de energía incluiremos en el modelo el cálculo de la radiación



de onda corta que tiene en cuenta los factores topográficos y la radiación de onda larga emitida por la tierra y la atmósfera.

Para poder representar la variabilidad espacial del fenómeno de acumulación y fusión utilizaremos un modelo numérico distribuido espacialmente mediante una malla de celdas cuadradas. La medida de las celdas junto con el paso de tiempo escogido nos determinarán la resolución del modelo espacial y temporal. En nuestro caso se han escogido celdas de 100mx100m y una resolución temporal de 30 minutos. Por lo tanto a lo largo de un día se realizarán 48 ciclos del modelo en cada una de las celdas.

Los datos topográficos vienen dados por un modelo digital del terreno (DTM), con la resolución temporal antes comentada, en total tendremos la cuenca definida como una malla de 260x300 celdas, es decir 78000 celdas.

## **5.2. Distribución espacial de la nieve.**

### *5.2.1. Variables de entrada*

El modelo de acumulación-fusión de nieve necesita como variables de entrada la temperatura del aire, la precipitación y la radiación. Estos datos vendrán dados por las 4 EMAs de la cuenca, necesitarán ser leídos por el programa y corregidos para poder operar con ellos.

El primer paso para la lectura de los datos es definir el tiempo de inicio y final del episodio o periodo con el que queremos trabajar. Se introducen los datos de latitud, longitud y cota de las mismas así como la dirección de los archivos de texto que contienen la información medida por las estaciones.

Seguidamente se define una plantilla que permita leer los archivos de texto con los datos de las estaciones y se leen los datos de temperatura y precipitación. Por cada estación se tienen estos datos cada media hora excepto en la estación de Ulldeter que las lecturas son horarias, se pasan los datos de la estación de Ulldeter a medias horas simplemente rellenando el dato que falta con la media entre la lectura anterior y posterior.

Una vez leídos los datos es necesario corregir los posibles errores que contengan, como por ejemplo datos que falten, variaciones de más de 10°C en la temperatura de un paso de

tiempo a otro o cantidades de precipitación absurdas, superiores a 100 mm en media hora. Para esto se aplican una serie de filtros.

Seguidamente se prepara la interpolación espacial por splines de la temperatura. El inconveniente es que la temperatura depende en gran medida de la altura, por lo que no se puede interpolar directamente. Para poder interpolar se necesitan los datos de temperatura en cuatro puntos a la misma altura. Se ha escogido 2000 metros, de esta manera se producirá menos error en cotas altas que es donde normalmente hay nieve. El método para extrapolar temperaturas mediante el GTV sigue la formula:

$$T_{altura\_2000} = T_{altura\_EMA(i)} + (2000 - altura\_EMA(i)) \cdot (GTV) \quad (6)$$

Donde:  $T_{altura\_2000}$  = Temperatura extrapolada a 2000 m

$EMA(i)$  = Estación Meteorológica Automática,  $i=1:4$

$T_{altura\_EMA(i)}$  = Temperatura en la EMA(i)

$GTV = -0,0065 \text{ } ^\circ\text{C/m}$

Seguidamente se lee el archivo con las alturas de cada celda, se definen las coordenadas de la ventana donde hacer la interpolación y se interpola por splines la temperatura de las 4 estaciones meteorológicas obteniendo un campo de temperaturas para cada paso de tiempo.

Una vez se disponga del campo de temperaturas hay que recordar que son las temperaturas a cota 2000m, para saber la temperatura real de cada celda habrá que volver a utilizar la fórmula del GTV para extrapolar la temperatura real de cada celda a la cota que le corresponde según el DTM. Una vez hecho esto para cada celda y cada paso de tiempo ya se tiene el campo de temperaturas definido.

El siguiente paso es crear el campo de precipitación, este paso es mucho más sencillo ya que la precipitación no depende de la cota. Simplemente hay que interpolar por splines las 4 mediciones de las estaciones para tener el campo de precipitaciones preparado.

La última variable de entrada que necesita el modelo de acumulación-fusión de nieve es la radiación por cada celda. Está radiación vendrá dada por el modulo de balance radiativo que se explica con más detalle en el apartado 5.3.3 sobre el cálculo del término de fusión dependiente de la radiación.

### 5.3. Cálculo de la fusión

A partir de este momento ya está todo listo para iniciar el modelo de acumulación-fusión de nieve concretamente. Para cada paso de tiempo de media hora se separa el campo de precipitaciones en un campo de lluvia y otro de nieve, según la temperatura de cada celda. Si la temperatura en la celda está por debajo de una temperatura umbral a calibrar entonces la precipitación consideramos que es en forma de nieve y genera el término  $NieveAcumulada_i$  (ecuación 4), si está por encima de esta temperatura es en forma de lluvia. También para cada paso de tiempo hay que calcular el término de fusión  $NieveFundida_i$  que resta nieve en la ecuación 4, se calcula un campo de fusión para la cuenca con la ecuación 7, que incluye un término dependiente de la temperatura procedente de los modelos de grados-día y el término de radiación :

$$M = a \cdot (T - T_{fusión}) + b \cdot R \quad (7)$$

donde: M= cantidad de nieve fundida en cada celda mm/día

a= factor de grados día mm/K·día

T= campo de temperaturas interpolado

$T_{fusión}$ = temperatura de fusión de nieve

b= factor de conversión de flujo de energía a velocidad e fusión (0,26 mm/(día·W/m<sup>2</sup>))

R= Campo de radiación calculado en el módulo de radiación.

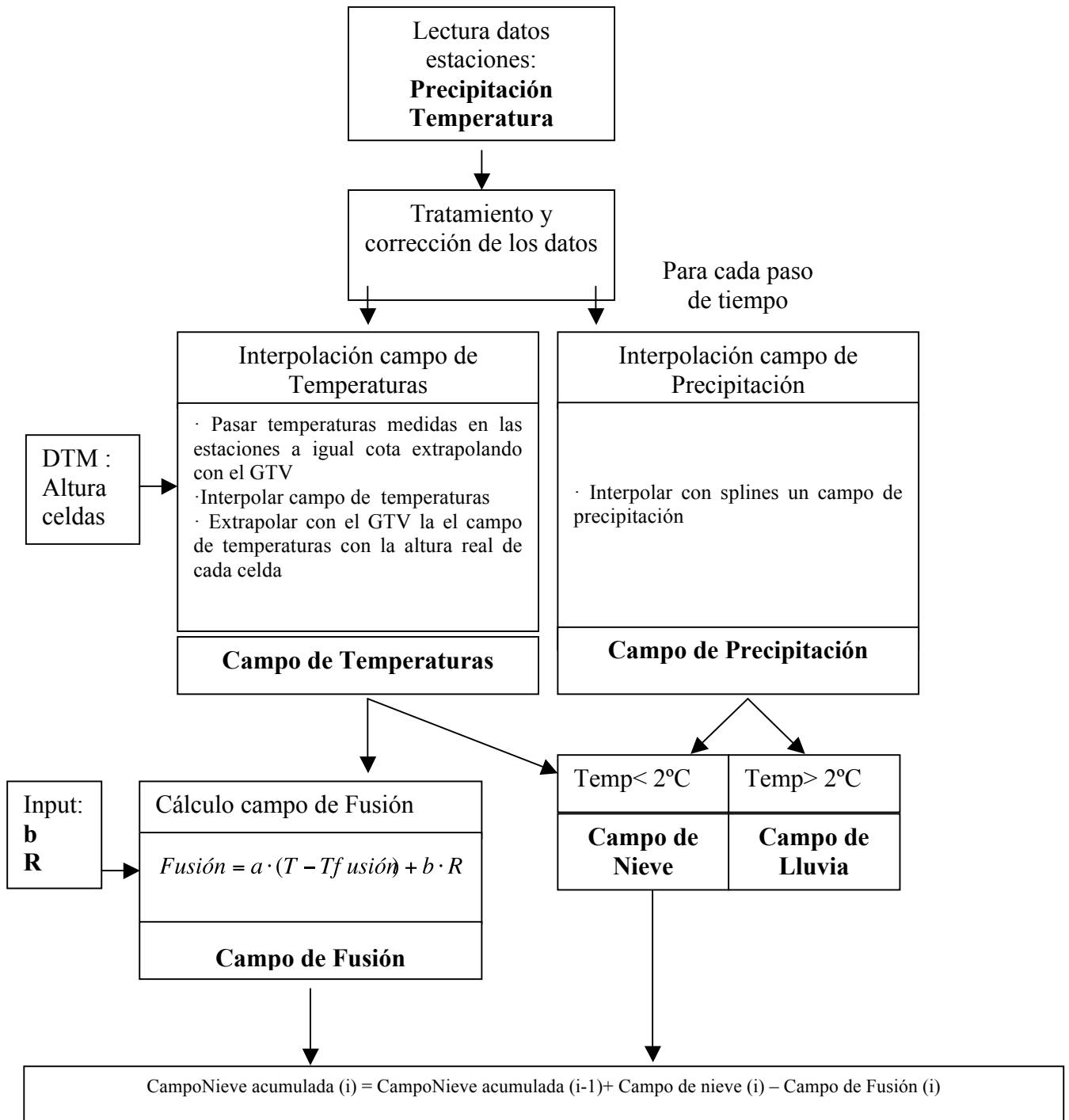
#### 5.3.1. Término de fusión por temperatura., $a \cdot T$

En la formula anterior hay 2 elementos a calibrar. Primero el factor de grados día que nos indica cuantos mm de nieve se funden por cada grado de temperatura en un día. Es el coeficiente fundamental de los métodos de índice para el cálculo de la fusión y tiene un gran peso en la formula anterior. Se han medido valores de factor de grados día entre 1,5 y 15 mm/°C·día (Martinec, 1960).

Otro parámetro a calibrar es la temperatura de fusión de la nieve  $T_{fusión}$  , lo lógico es escoger 0°C, pero hay que tener en cuenta la energía invertida en el cambio de estado, de sólido a líquido en el agua. Además hay otros procesos como la recongelación de la nieve

fundida cuando baja la temperatura, en este caso la nieve fundida no pasa a escorrentía directamente, sino que se infiltra en el paquete de nieve donde se acaba congelando de nuevo. Será necesario calibrar la temperatura de fusión escogiendo valores entre 0 y 2°C para tener en cuenta todos estos procesos en el paquete de nieve que necesitan un extra de energía.

### 5.3.2. Esquema del modelo de acumulación-fusión



### 5.3.3. Término de fusión por radiación, $b \cdot R$

El modelo de radiación calculará la radiación onda corta (solar) y la radiación de onda larga (emisión de la tierra y la atmósfera) en cada celda de la cuenca, teniendo en cuenta los efectos topográficos cuyos datos vienen del modelo digital del terreno.

La radiación global viene determinada por siguientes términos:

$$R_{global} = K_{directa} + K_{difusa} + L_{sky} + L_{sfc} \quad (8)$$

Donde:

$R_{global}$  = Radiación global.

$K_{directa}$  = Radiación directa de onda corta.

$K_{difusa}$  = Radiación difusa de onda corta.

$$K_{difusa} = K_{scattered} + K_{backscattered}$$

$K_{scattered}$  = Radiación dispersada por la atmósfera.

$K_{backscattered}$  = Radiación retrodispersada.

$L_{sky}$  = Radiación de onda larga superficial.

$L_{sfc}$  = Radiación de onda larga atmosférica.

Relacionando la ecuación anterior con el modelo básico de balance de energía (ecuación 1) y su esquema (Fig.1), se puede equiparar  $K_{directa}$  a  $Q_i$ ,  $K_{difusa}$  a  $Q_r$ ,  $L_{sky}$  a  $Q_a$  y  $L_{sfc}$  a  $Q_g$ . Quedan fuera del cálculo de radiación los términos de energía procedentes de la transferencia de calor por convección del aire, el calor latente y condensación del vapor y los asociados a transferencia de calor debida a los cambios de masa, energía contenida en la lluvia o nieve.

En los siguientes apartados se detallarán los cálculos para los términos anteriores. Al final del modulo de radiación generaremos el campo de radiaciones para cada día y cada paso de tiempo de media hora.

a) ***Variables de entrada***

El modulo de radiación tiene como variables de entrada mínimas la radiación solar global y la temperatura medidas por las estaciones, el albedo y la altura, orientación, pendiente, latitud y longitud de cada celda, dados por el modelo digital del terreno para tener en cuenta los factores topográficos.

La radiación solar global medida por las estaciones en  $W/m^2$  nos servirá para compararla con la radiación solar en plano horizontal calculada y poder obtener la cantidad de nubes en cada momento sobre las estaciones meteorológicas. Estos valores de nubosidad se interpolan espacialmente para tener un mapa de nubes sobre la cuenca y poder calcular la radiación solar real que llega a cada celda.

También se necesita saber la temperatura para calcular la presión relativa que hay en cada celda, en este caso no necesitamos tanta precisión como cuando usábamos la temperatura en el modelo de acumulación-fusión, así que usaremos solo la medida de una estación extrapolando a las diferentes alturas con el GTV.

La cantidad de energía radiativa que llega a la superficie depende muchísimo de su posición respecto al sol, como es lógico una ladera orientada al sur recibirá mucha más radiación solar que otra orientada al norte, por esto el ángulo de incidencia también es determinante en la cantidad de energía que recibe una celda, y éste es variable a lo largo del año con el zenit solar. Para acabar de referenciar la posición del sol respecto de las celdas se necesita conocer la latitud y longitud de cada una, que vendrán dadas por el MDT de coordenadas UTM que se transformarán a coordenadas geográficas.

b) ***Radiación de onda corta***

Una vez se dispone de todos los datos de entrada necesarios leídos y las constantes definidas se inicia el cálculo de la radiación de onda corta o la provocada por el Sol. Se empieza calculando para cada día la declinación solar que varía siguiendo una función sinusoidal entre  $+23,45^\circ$  y  $-23,45^\circ$  y es el ángulo que forma el sol con el ecuador terrestre (Fig.9) su fórmula es la siguiente:

$$declinación = 23,45 \cdot \sin((284 + día) \cdot 2\pi/365) \cdot \frac{\pi}{180} \quad (9)$$

Donde:      día = número de día del año.

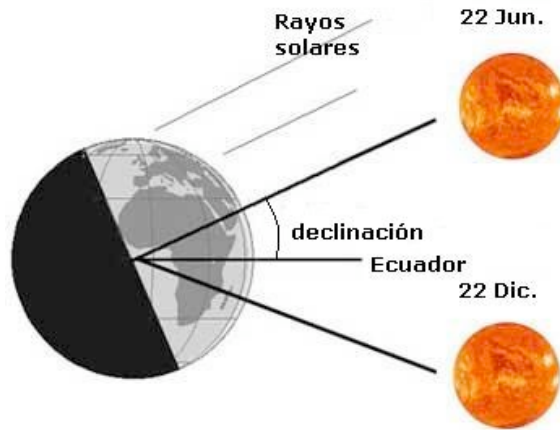


Fig. 9 esquema de la declinación solar.

El otro cálculo que hay que hacer para cada día del año es la radiación extraterrestre  $K_0$  ( $W/m^2$ ) que se define como la cantidad de energía recibida en la parte exterior de la atmósfera, por unidad de superficie:

$$K_0 = S_0 \cdot (r'/r)^2 \cdot \cos(\text{zenit}) \quad (10)$$

Donde:  $S_0$ = flujo de radiación solar que llega a la Tierra antes de entrar en la atmósfera,  $1367W/m^2$ .

$(r'/r)$ = Relación entre la desviación de la distancia media ( $r'$ ) entre la Tierra y el Sol y la distancia real ( $r$ ). Esta relación varía a lo largo del año según la formula:

$$(r'/r)^2 = (1 + 0,033 \cdot \cos(360 \cdot \text{dia}/365)) \quad (11)$$

$\cos(\text{zenit})$ = coseno del zenit, el zenit depende de la posición de cada celda y de la hora, por lo tanto todavía no se puede conocer. Entonces se calcula una aproximación de  $K_0$  suponiendo que  $\cos(\text{zenit})$  es igual a 1 y cuando se disponga del zenit calculado obtendremos la  $K_0$  real.

En siguiente paso para cada celda y cada paso de tiempo se calcula el zenit, azimut (Fig.10), ángulo de incidencia de los rayos solares, radiación directa y radiación difusa.

El zenit se calcula mediante la fórmula siguiente:

$$\text{zenit} = \arccos(\sin(\text{lat}) \cdot \sin(\text{dec}) + \cos(\text{lat}) \cdot \cos(\text{dec}) \cdot \cos(H)) \quad (12)$$

Donde:  $\text{lat}$ = latitud de la celda calculada

dec= declinación solar en el día en que se encuentra el paso de tiempo calculado.

$$H= \text{hora angular: } H = 15 \cdot (12 - \text{hora\_del\_día}) \cdot \pi / 180 \quad (13)$$

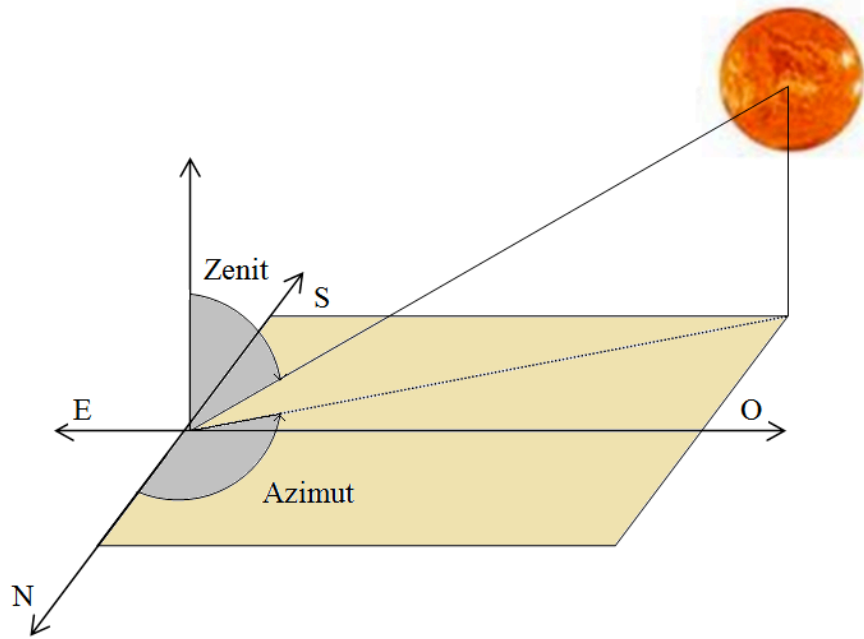


Fig. 10 esquema del zenit y azimut.

Seguidamente se calcula el azimut solar para las 12 primeras horas, en las siguientes 12 horas el azimut será igual pero de signo contrario. El azimut es necesario para el cálculo del ángulo de incidencia de los rayos solares.

$$\text{azimut} = -\arccos\left(\frac{\cos(\text{zenit}) \cdot \sin(\text{lat}) - \sin(\text{dec})}{\sin(\text{zenit}) \cdot \cos(\text{lat})}\right) \quad (14)$$

El siguiente paso es calcular el ángulo de incidencia de los rayos solares en las celdas que se usará para calcular la radiación directa en un plano inclinado una vez conocida la radiación directa sobre la horizontal.

$$\begin{aligned} \text{angulo\_de\_incidencia} = & \arccos(\cos(\text{zenit}) \cdot \cos(\text{pendiente}) + \\ & + \sin(\text{zenit}) \cdot \sin(\text{pendiente}) \cdot \cos(\text{azimut} - \text{orientacion} + \pi) \end{aligned} \quad (15)$$

Donde: pendiente = pendiente de la celda en radianes

orientación = orientación de la celda en radianes



Llegados a este punto se condicionan los cálculos posteriores a que el zenit sea menor de 90°, es decir entre la salida y la puesta del Sol, ya que la radiación de onda corta las horas sin sol es nula.

b1) *Radiación solar directa*

Se recalcula la radiación extraterrestre  $K_0$  ahora que conocemos el  $\cos(\text{zenit})$  y se inicia el cálculo de la radiación solar directa. La fórmula que permite calcular la radiación solar directa es la siguiente:

$$K_{dir} = K_0 \cdot T^{Ma \cdot P / P_0} \quad (16)$$

Donde:  $K_{dir}$ = Radiación directa en  $\text{W/m}^2$

$K_0$ = Radiación extraterrestre

$T$ = Transmisividad promedio de la atmosfera ( $\approx 0,75$ )

$Ma$ = Masa óptica del aire

$P/P_0$ = Presión relativa

La masa óptica del aire es la relación entre la distancia que han de recorrer los rayos solares dentro de la atmósfera respecto la distancia que recorren cuando el  $\text{zenit}=0^\circ$ . Cuando el sol está en su punto más alto ( $\text{zenit}=0^\circ$ )  $Ma=1$ ; cuando  $\text{zenit}=60^\circ$  por ejemplo,  $Ma=2$ . para calcular  $Ma$  en función del zenit se usa la formula siguiente:

$$Ma = \frac{1}{\cos(\text{zenit}) + 0,15 \cdot (93,885 - \text{zenit} / (\pi / 180))^{-1,253}} \quad (17)$$

El término de la presión relativa se incluye para hacer la corrección altimétrica de los cálculos de la masa óptica del aire que están basados respecto al nivel del mar. Como solo tenemos medidas de la presión en unos puntos, necesitaremos calcular la presión relativa en cada celda según la variación con la altura. Utilizaremos la siguiente fórmula:

$$P/P_0 = \exp \left( \frac{-g \cdot \ln \left( 1 + \frac{GTV \cdot (h - h_e)}{T_e} \right)}{GTV \cdot Rd} \right) \quad (18)$$

Donde:  $P$ = Presión atmosférica en el punto (Pa)

$P_0$ = Presión atmosférica a nivel del mar (Pa)

$g$ = gravedad ( $\approx 9,81 \text{ m/s}^2$ )

GTV= gradiente térmico vertical ( $0,0065^\circ \text{K/m}$ )

$h$ = altura de la celda calculada dada por el MDT (m)

$h_e$ = altura de la estación donde se mide la temperatura (m)

$T_e$ = temperatura del aire en una estación meteorológica

$R_d$ = constante de los gases, aire seco ( $\approx 287,04 \text{ J/Kg} \cdot \text{K}^\circ$ )

Ahora ya se puede calcular la radiación directa  $K_{dir}$ . Utilizando la ecuación 16 se obtiene la radiación directa en una superficie horizontal, para obtener la radiación directa en una superficie inclinada solo hay que multiplicar  $K_{dir}$  por el coseno del ángulo de incidencia en cada celda.

$$K_{dir_{inclinado}} = K_{dir_{horizontal}} \cdot \cos(\text{ángulo\_de\_incidencia}) \quad (19)$$

## b2) Radiación solar difusa

El siguiente paso es calcular la radiación solar difusa, que es el segundo término de la radiación de onda corta. La radiación difusa se compone a su vez de la radiación dispersada por la atmosfera directamente del rayo solar ( $K_{scattered}$ ) y la radiación retrodispersada ( $K_{backscattered}$ ) que es reflejada por la superficie del terreno y posteriormente reflejada para hacia abajo por la atmósfera.

La radiación dispersada se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$K_{scattered} = C_z \cdot C_s \cdot (K_0(1 - A_w - A_o) - K_{dir}) \quad (20)$$

Donde:  $C_z = 0,5 \cdot \cos^{1/3}(\text{zenit})$  ; (Robinson, 1966)

$C_s = 1 + \cos^2(\text{zenit}) \cdot \sin^3(\text{zenit})$  ; (Temps y Coulson, 1977)

$K_0$ = Radiación extraterrestre

$K_{dir}$ = Radiación solar directa

$A_w$ = Fracción de la radiación absorbida por el vapor de agua ( $\approx 0,07$ ). Puede calcularse con exactitud como función del grosor relativo de vapor de agua que depende del zenit y el contenido en vapor de agua al zenit ( $\text{kg/m}^2$ ) que es función de la presión y la temperatura.

$A_o$ = Fracción de la radiación absorbida por el ozono ( $\approx 0,02$ ).  
Puede calcularse con exactitud como función del tramo recorrido relativo al ozono que es función del zenit y el contenido de ozono en un tramo de atmósfera que depende del día del año, la latitud y la longitud.

La radiación retrodispersada (backscattered) puede calcularse siguiendo la siguiente fórmula:

$$K_{backscattered} = \left( \frac{K_{hdir} + K_{scattered}}{(a \cdot a_{sky})^{-1} - 1} \right) \quad (21)$$

Donde:  $K_{hdir}$ = radiación solar directa sobre una superficie horizontal

$K_{scattered}$ = radiación dispersada

$a$ = albedo superficial

$a_{sky}$ = albedo efectivo del cielo. Puede expresarse como un promedio ponderado entre el albedo de un cielo tapado y el de un cielo claro, usando como peso la fracción de nubes.

$$a_{sky} = m_c \cdot a_c + (1 - m_c) \cdot a_0 \quad (22)$$

Donde:  $m_c$ = fracción de nubes [0,1]. Consideramos cielo claro ( $m_c=0$ ) hasta que no sepamos la nubosidad real que se calcula después.

$a_c$ = albedo para cielo tapado ( $\approx 0,5$ )

$a_0$ = albedo para cielo claro ( $\approx 0,15$ )

Una vez calculadas la radiación dispersada y la retrodispersada se suman para obtener la radiación difusa global, que será igual tanto para superficie horizontal como inclinada.

### b3) Nubosidad

El siguiente paso es calcular la nubosidad sobre la cuenca para cada paso de tiempo ya que para los cálculos anteriores se ha considerado cielo claro, así se podrá corregir la radiación directa que bajará y la radiación difusa que aumentará. Primero se leen los datos de radiación global observada de las estaciones meteorológicas. Esta radiación observada corresponde a la radiación global en una superficie horizontal, por lo que se tendrá que comparar con la suma de la radiación directa en superficie horizontal más la radiación difusa.

La nubosidad  $m_c$  se obtendrá resolviendo mediante iteraciones la siguiente ecuación empírica (Kondratyev, 1973):

$$\frac{K_{observada}}{K_{global}} = 1 - (0,39 + 0,38 \cdot m_c) \cdot m_c \quad (23)$$

De esta manera se obtiene para cada paso de tiempo un valor de nubosidad entre 0 y 1 según esté el cielo claro o tapado. En la figura 11 se puede ver la comparación entre la radiación global calculada y la radiación observada y los valores de nubosidad que se calculan cada media hora.

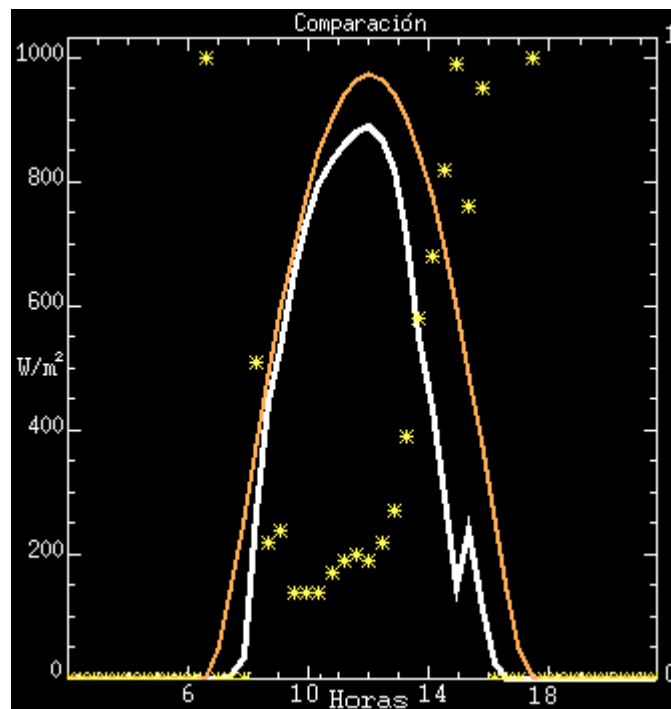


Fig. 11 Comparación entre radiación calculada (naranja) y observada (blanco) y índice de nubosidad correspondiente (puntos amarillos)

Una vez conocidos los valores de nubosidad en cada una de las 4 estaciones se hace una interpolación por splines de la misma manera que se hizo con las medidas de precipitación y así se obtiene un campo de índice de nubosidad para toda la cuenca.

Para cada paso de tiempo y cada celda ya se conoce el valor de  $m_c$ , por lo tanto ahora los últimos pasos en el cálculo de la radiación de onda corta van encaminados a recalcular sus diferentes componentes teniendo en cuenta la nubosidad.

Se calculará la radiación global multiplicando el resultado anterior por la radiación global bajo cielo claro que ya se conoce de antes de calcular el índice de nubosidad.

$$K_{global} = 1 - (0,39 + 0,38 \cdot m_c) \cdot m_c \cdot K_{global\_cielo\_claro} \quad (24)$$

Se define el índice de claridad  $K_T$  como la relación entre la radiación global y la radiación extraterrestre  $K_0$  procedente de la ecuación 10 ambas en superficie horizontal. Una vez conocido el índice de claridad se puede calcular la fracción de radiación difusa/radiación global gracias a las correlaciones de (Erbs *et al.*, 1982) para latitudes entre 31° y 42°:

$$\begin{aligned} K_T \leq 0,22 &\rightarrow k = 1 - 0,09K_T \\ 0,22 < K_T \leq 0,8 &\rightarrow k = 0,9511 - 0,1604K_T + 4,388K_T^2 - 16,638K_T^3 + 12,336K_T^4 \\ K_T > 0,8 &\rightarrow k = 0,165 \end{aligned} \quad (25)$$

Donde:  $k = K_{difusa}/K_{global}$  en superficie horizontal.

$K_T = K_{global}/K_0$  en superficie horizontal.

Para conocer la radiación difusa solo hay que multiplicar  $k$  por la radiación global calculada en el paso anterior. Y para obtener la radiación directa se resta la radiación difusa de la global. Esta radiación directa es en superficie horizontal, con la ecuación 29 obtenemos la radiación directa sobre la superficie inclinada para cada celda.

Ahora que se dispone del factor de nubosidad el siguiente paso es calcular el albedo efectivo del cielo (ecuación 22) y con él la radiación retrodispersada mediante la ecuación:

$$K_{backscattered} = a \cdot a_{sky} \cdot K_{global} \quad (26)$$

Recalculamos la radiación difusa sumando la radiación retrodispersada recién calculada y radiación dispersada obtenida en la ecuación 20.

Finalmente se suman la radiación directa y la difusa ya corregidas para obtener una nueva radiación global teniendo en cuenta la nubosidad, para calcular la radiación neta de onda corta solo queda hacer el producto entre la radiación global y la absorptividad del suelo:

$$K_{neta} = K_{global} \cdot (1 - \text{albedo superficial}) \quad (27)$$

c) **Radiación de onda larga**

El último paso es el cálculo de la radiación terrestre o de longitud de onda larga. Ésta a su vez se subdivide en dos principales fuentes, la emitida por la atmósfera y la emitida por la superficie terrestre.

c1) *Radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre*

Para cada paso de tiempo y cada celda de la cuenca se calcula la radiación emitida por la superficie terrestre  $L_{sf c}$ :

$$L_{sf c} = e \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (28)$$

Donde:  $L_{sf c}$  = radiación superficial (W/m<sup>2</sup>)

$e$  = Emisividad de la superficie (0,95)

$\sigma$  = constante de Boltzmann ( $5,6697 \cdot 10^{-8}$  W/m<sup>2</sup>K<sup>4</sup>)

$T_s$  = Temperatura superficial (K)

Ante la imposibilidad de conocer exactamente la temperatura de la superficie terrestre bajo el paquete de nieve se supone que es constante e igual a 273,15 K.

c2) *Radiación de onda larga emitida por la atmósfera*

Para la radiación atmosférica también se usa la formula de Stefan-Boltzmann para la radiación de un cuerpo negro modificada por la emisividad efectiva del cielo. Se usará la siguiente expresión (Brutsaert, 1975) que relaciona la emisividad con la temperatura del aire y la presión de vapor.

$$L_{sky} = \varepsilon_{sky} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (29)$$

Donde:  $L_{sky}$  = radiación atmosférica (W/m<sup>2</sup>)

$\varepsilon_{sky}$  = Emisividad efectiva del cielo

$$\varepsilon_{sky} = 0,642 \cdot (P_a / T_a)^{1/7} \quad (30)$$

$\sigma$  = constante de Boltzmann ( $5,6697 \cdot 10^{-8}$  W/m<sup>2</sup>K<sup>4</sup>)

$T_a$  = Temperatura del aire (K)

$P_a$  = Presión de vapor del aire (Pa)

Bajo condiciones de nubosidad la radiación atmosférica aumenta por el contenido en vapor de agua. Este ajuste se consigue incrementando la emisividad atmosférica efectiva. Se utilizará la siguiente expresión empírica (Brutsaer, 1982):

$$\frac{\varepsilon_{sky}}{\varepsilon_{sky0}} = 1 + c \cdot m_c^2 \quad (31)$$

Donde:  $\varepsilon_{sky}$  = Emisividad efectiva del cielo

$\varepsilon_{sky0}$  = Emisividad efectiva del cielo con cielo claro

$c$  = coeficiente empírico que depende del tipo de nube, se escoge un valor promedio de 0,22.

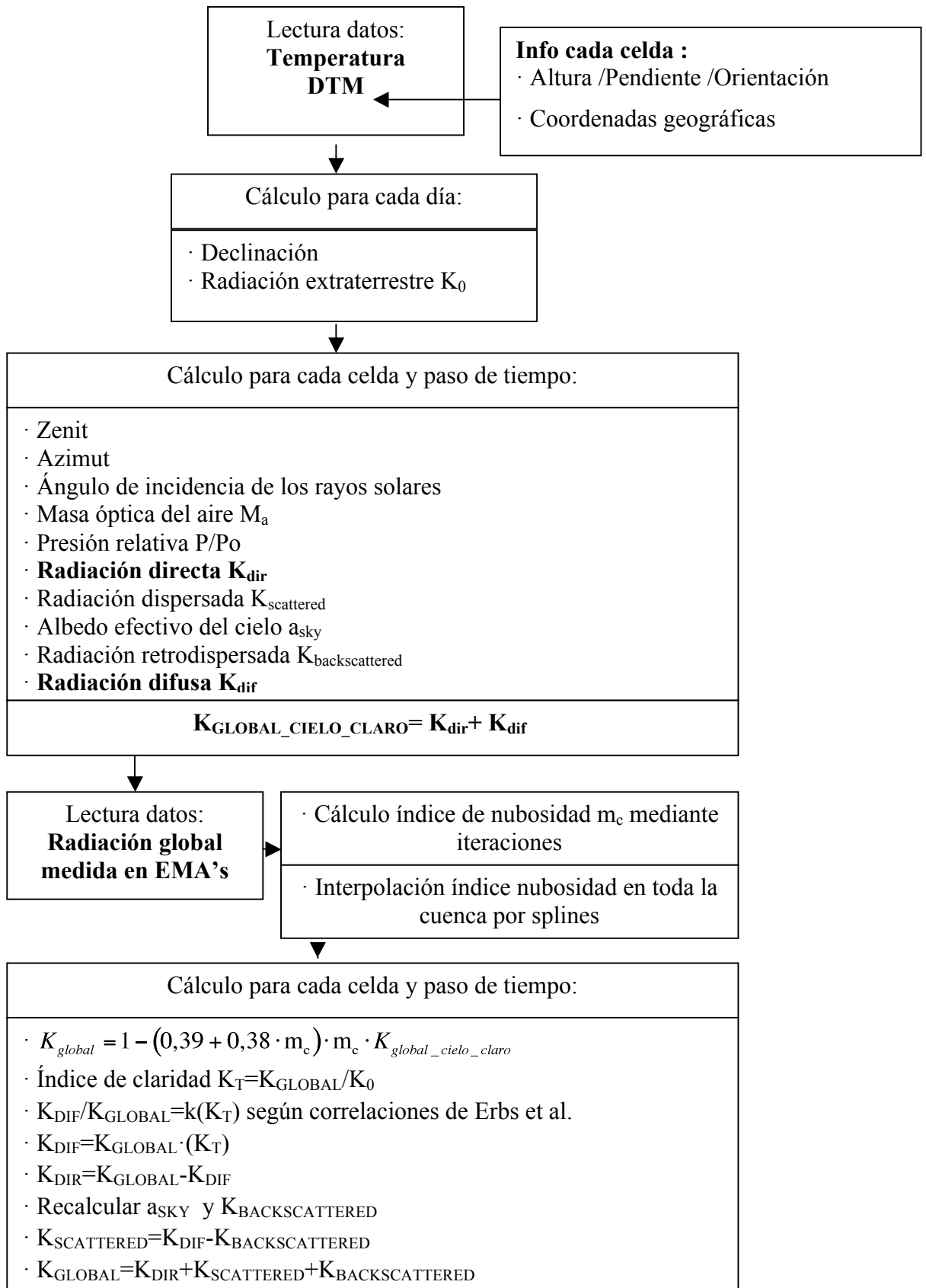
$m_c$  = índice de nubosidad.

Una vez calculada esta relación se multiplica a  $L_{sky}$  para tener la radiación atmosférica teniendo en cuenta la nubosidad.

La fracción de radiación incidente de onda larga que absorbe una superficie es igual a su emisividad. Por lo tanto la radiación de onda larga neta es:

$$L_N = e \cdot (L_{sky} - L_{sf c}) \quad (32)$$

#### 5.3.4. Esquema del módulo de radiación





$$K_{\text{NETA ONDA CORTA}} = K_{\text{GLOBAL}} \cdot (1 - \text{albedo superficial})$$

Cálculo para cada celda y paso de tiempo:

- Radiación emitida por la superficie terrestre  $L_{\text{SFC}}$
- Emisividad efectiva del cielo  $\epsilon_{\text{sky}}$
- Radiación atmosférica  $L_{\text{SKY}}$
- relación  $\frac{\epsilon_{\text{sky}}}{\epsilon_{\text{sky0}}} = 1 + 0,22 \cdot m_c^2$
- corrección  $L_{\text{SKY}}$  con nubosidad

$$L_{\text{NETA ONDA LARGA}} = e \cdot (L_{\text{SKY}} + L_{\text{SFC}})$$



$$R_{\text{NETA TOTAL}} = L_{\text{NETA ONDA LARGA}} + K_{\text{NETA ONDA CORTA}}$$

## **CAPÍTULO 6 CALIBRACIÓN DEL MODELO**

En este capítulo se va a presentar la metodología de calibración del modelo. Se presentarán los parámetros a calibrar y los que se fijan, las imágenes satélite que se usarán como datos de referencia para la calibración, el criterio de calibración y su método de optimización y por último el periodo sobre el que se hace la calibración del modelo.

### **6.1. Parámetros a calibrar y fijados**

Los parámetros a calibrar en el modelo son la temperatura umbral, el factor de grados-día y la temperatura de fusión, en los siguientes apartados se explican cada uno de ellos y se da un rango de valores posible. El albedo es el único parámetro que se fija como constante, por falta de datos y por problemas de coste computacional.

#### *6.1.1. Temperatura umbral*

La temperatura umbral determina cuando la precipitación medida es en forma de nieve o lluvia. Los modelos que simulan la acumulación de nieve como paso previo para el cálculo de la fusión dependen en gran medida de este parámetro que aunque no esté explícito en la ecuación de fusión determina las condiciones iniciales.

El modelo desarrollado solo utiliza la temperatura umbral para hacer la división cada paso de tiempo del campo de precipitaciones interpolado en un campo de lluvia y otro de nieve si la temperatura en la celda es inferior a la temperatura umbral. En este último caso el campo de nieve recién calculado se suma al campo de nieve acumulada en los otros pasos de tiempo.

Se ha observado una cierta estacionalidad en el valor de la temperatura umbral, por ejemplo en cuencas alpinas se ha medido una Tumbal de +3°C en Abril al inicio del periodo de fusión que ha ido disminuyendo hasta +0,75°C en Julio (Martinec *et al.*, 2008). Este fenómeno tiene su explicación en el hecho de que en nuestras latitudes, las precipitaciones en invierno comienzan como cristales de nieve en zonas bajo cero de la nube. Cuando los copos de nieve caen a través de la atmósfera se van calentando al atravesar capas más calientes en la atmósfera hasta alcanzar la temperatura de fusión y entonces se transforman en lluvia. Esto depende evidentemente de la temperatura del aire, entre los 0 y los 4°C de temperatura del aire todavía puede presentarse precipitación en forma de nieve porque los copos vienen de capas muy frías y todavía no han tenido tiempo para descongelarse, por este motivo cuanto más cercano al inicio del periodo de fusión más alta es la Tumbal ya que los copos de nieve caen con una temperatura más baja que es la que tenían en las capas altas de la atmósfera.

El rango más habitual para la Tumbal se sitúa entre los 0° y 2°C (USACE, 1998) y será el rango que se utilizará para calibrar el modelo.

#### *6.1.2. Factor de grados-día*

El factor de grados-día  $a$  [mm °C<sup>-1</sup> día<sup>-1</sup>] transforma el número de grados-día  $T$  [°C·día] en profundidad de nieve fundida diaria  $M$  [mm]:

$$M=a \cdot T \quad (33)$$

El factor de grados-día puede ser medido comparando el número de grados-día con los valores diarios de profundidad de nieve fundida que se miden con galgas radioactivas o lisímetros de nieve. Estas mediciones (Martinec, 1960) han mostrado una considerable variabilidad en el valor del factor de grados día de un día a otro. Esto es comprensible debido a que el método de grados día carece de otras componentes del balance de energía aparte de la temperatura del aire, en especial de la radiación solar, la velocidad del viento y el calor latente de condensación.

En ausencia de mediciones, el factor de grados día se puede calcular de la siguiente relación empírica (Martinec, 1960):

$$a = 1,1 \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (34)$$

Donde:  $a$ = factor de grados-día ( $\text{cm}/^\circ\text{C}\cdot\text{día}$ )

$\rho_s$ = densidad de la nieve

$\rho_w$ = densidad del agua con las mismas unidades que  $\rho_s$ , p.e. ( $\text{gr}/\text{cm}^3$ )

Debido a que la densidad de la nieve en fusión varía generalmente entre 0,3 y 0,55  $\text{gr}/\text{cm}^3$ , el factor de grados día tiene un rango de valores entre 0,35 y 0,6. Valores por debajo de este rango se recomiendan para nieve bajo cobertura boscosa y especialmente para nieve reciente, en consonancia a su baja densidad. Valores por encima de 0,6  $\text{cm}/^\circ\text{C}\cdot\text{día}$  se presentan en cuencas glaciares, donde la nieve es muy antigua y tiene gran densidad o directamente está transformada en hielo. Como conclusión se puede afirmar que el factor de grados-día va aumentando gradualmente durante el periodo de fusión coincidiendo con el incremento de la densidad del paquete de nieve.

El modelo propuesto en la tesina a diferencia del modelo SRM calcula la fusión  $M$  añadiendo un término de radiación según la siguiente ecuación:

$$M = a_r \cdot T + b \cdot R \quad (35)$$

Donde:  $M$ = cantidad de nieve fundida en cada celda al día ( $\text{mm}$ )

$a_r$ = factor de grados-día restringido  $\text{mm } ^\circ\text{C}\cdot\text{l día}^{-1}$

$T$ = número de grados-día  $T$  ( $^\circ\text{C}\cdot\text{día}$ )

$b$ = factor de conversión de flujo de energía a velocidad de fusión ( $0,26 \text{ mm}/(\text{día}\cdot\text{W}/\text{m}^2)$ )

$R$ = Campo de radiación calculado en el módulo de radiación. ( $\text{W}/\text{m}^2$ )

En este caso el factor de grados-día restringido no es el mismo que en la ecuación 33 aunque multiplica el mismo número de grados-día. Observaciones han demostrado que este nuevo factor de grados-día es menos variable con el tiempo que el anterior factor de grados-día (Brubaker *et al.*, 1996). Por lo tanto el hecho de no poder hacer mediciones del factor de grados-día ya no es un inconveniente tan grande porque si se dispone de datos

meteorológicos representativos puede ser calibrado y se mantendrá prácticamente constante a lo largo de todo el periodo de fusión.

El rango del factor de grados-día para la calibración del modelo se establecerá entre 1 y  $10 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ día}^{-1}$ , iniciando el proceso con un valor de  $5 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ día}^{-1}$ .

### *6.1.3. Temperatura de fusión*

La temperatura de fusión es la temperatura por encima de la cual la nieve funde. Esta temperatura realmente son  $0^\circ\text{C}$  pero debido a la sencillez del modelo y que no se han tenido una serie de procesos en cuenta el valor de la temperatura de fusión puede estar por encima de  $0^\circ\text{C}$ . Uno de estos factores que no se han tenido en cuenta es el déficit calorífico del paquete de nieve. El déficit calorífico se puede entender como la cantidad de calor extra para aumentar la temperatura del paquete de nieve a  $0^\circ\text{C}$ , ya que muchas noches de invierno durante la época nival las temperaturas alcanzan valores muy bajos, y hace que se necesite más energía para fundir la nieve, ya que la suposición de que el paquete de nieve está a  $0^\circ\text{C}$  no es cierta en estos periodos.

Otro de los procesos que se dan en el paquete de nieve y no se han tenido en cuenta en el modelo es la capacidad de retener agua del paquete de nieve y la posibilidad que esta se recongele en su interior. El agua que se va deshaciendo en superficie se filtra en el paquete de nieve que al ser un medio poroso actúa como una esponja y forma un depósito que hasta que no se ha llenado no empieza a soltar agua líquida. En determinadas condiciones la nieve fundida producida en superficie puede recongelarse dentro del paquete de nieve, debido a las bajas temperaturas por debajo de  $0^\circ\text{C}$  a las que puede estar el interior del paquete de nieve, sobretodo como consecuencia de noches frías.

Por estos motivos se propone la temperatura de fusión como un parámetro a calibrar con un rango entre  $0^\circ$  y  $2^\circ\text{C}$ .

### *6.1.4. Albedo*

Del total de radiación de onda corta procedente del Sol que llega a la superficie terrestre no se absorbe toda y una parte es reflejada. La relación entre el flujo incidente y el reflejado es lo que se denomina albedo. El valor del albedo depende del tipo de

superficie. Los objetos claros reflejan la mayor parte del espectro visible y por eso absorben menos energía, justo al contrario que los objetos oscuros.

El albedo medio de la superficie terrestre es de 37-39%, aunque entre las diferentes superficies puede haber una gran variabilidad. Por ejemplo debido a la capacidad de las plantas para absorber energía solar el albedo de las zonas boscosas es de los más bajos, aproximadamente un 8% en promedio, sin embargo las nubes o la nieve son las superficies con albedos más altos. El albedo de la nieve depende de su madurez, puede llegar a tener un albedo de casi el 90% si es reciente y seca, y va disminuyendo a medida que envejece y se humedece hasta llegar a un 40%.

En el modelo desarrollado el albedo es un parámetro de gran importancia para el cálculo de la radiación de onda corta. Sobre todo en el último paso en el que la radiación de onda corta global se multiplica por la unidad menos el albedo en tanto por uno para obtener la radiación neta de onda corta. Dependiendo del valor del albedo ésta puede variar hasta valer casi el doble y es una de las componentes más importantes de la radiación neta total.

Como no se disponen de medidas del albedo e introducir también el modulo de radiación en la calibración encarecería muchísimo el coste computacional se decide comprobar cuál es el grado de importancia del albedo en el cálculo de la fusión de cara a fijar un valor.

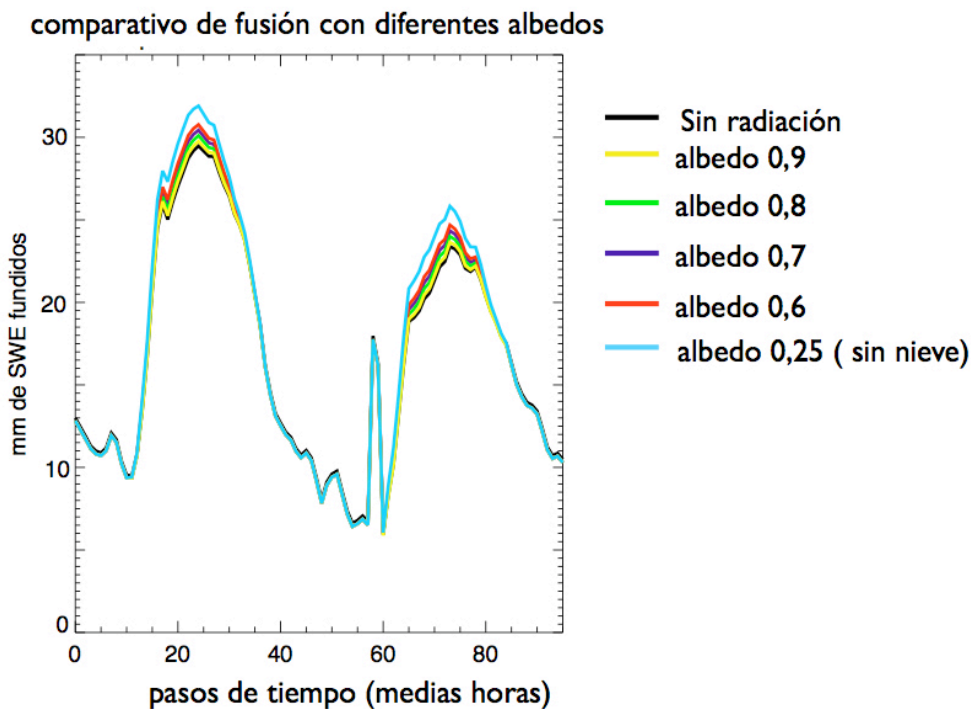


Fig. 12 Comparativo de fusión con diferentes albedos

Para hacer un análisis de sensibilidad se ha hecho un gráfico (Fig.12) donde se representa la fusión en una celda cualquiera para un periodo de dos días. El cálculo de esta fusión se ha hecho con diferentes valores de radiación neta calculadas con diferentes albedos y también el se ha calculado la fusión sin radiación.

Las conclusiones que se pueden obtener es que como era de esperar la radiación solo tiene importancia para el cálculo de la fusión en las horas centrales del día que es cuando se produce el pico de fusión. También se puede observar que en este caso la diferencia que se produce en la fusión entre escoger un albedo mínimo para la nieve, 0,4 por ejemplo o máximo 0,9, es aproximadamente 5mm y esta diferencia se da sólo en las horas centrales del día, no durante todo el periodo de fusión. Por lo tanto si se escoge un valor constante de albedo de 0,6 o 0,7 en promedio sobre todo el periodo se estará cometiendo un error aceptable.

Por este motivo se decide no incluir el albedo en la calibración y asumirlo como constante e igual a 0,6. Además al calibrar también el factor de grados-día y la temperatura de fusión que intervienen en la ecuación del cálculo de fusión, éstos ya compensarán en parte el error por asumir el albedo constante. De todas maneras se realizará una calibración por episodio con un valor de albedo de 0,75 para ver su influencia en las simulaciones.

## **6.2. Uso de los productos satélite**

El producto MOD10A1, presentado en el apartado 4.4, incluye dos tipos de imágenes satélite susceptibles de ser utilizadas para la calibración del modelo. El primer producto es el área cubierta de nieve y el segundo es el porcentaje de área cubierta de nieve (Fig.13). El primero indica en que celdas hay o no hay nieve y el segundo da un valor en porcentaje de el área de esa celda que está cubierta de nieve. En el primer producto a la nieve se le da un solo valor, mientras que en el segundo es un rango de 100 valores los que representan la nieve y según el valor que tenga una celda le corresponde un porcentaje de área cubierta de nieve u otro. Otros valores o colores corresponden a nubes, agua, suelo, etc.

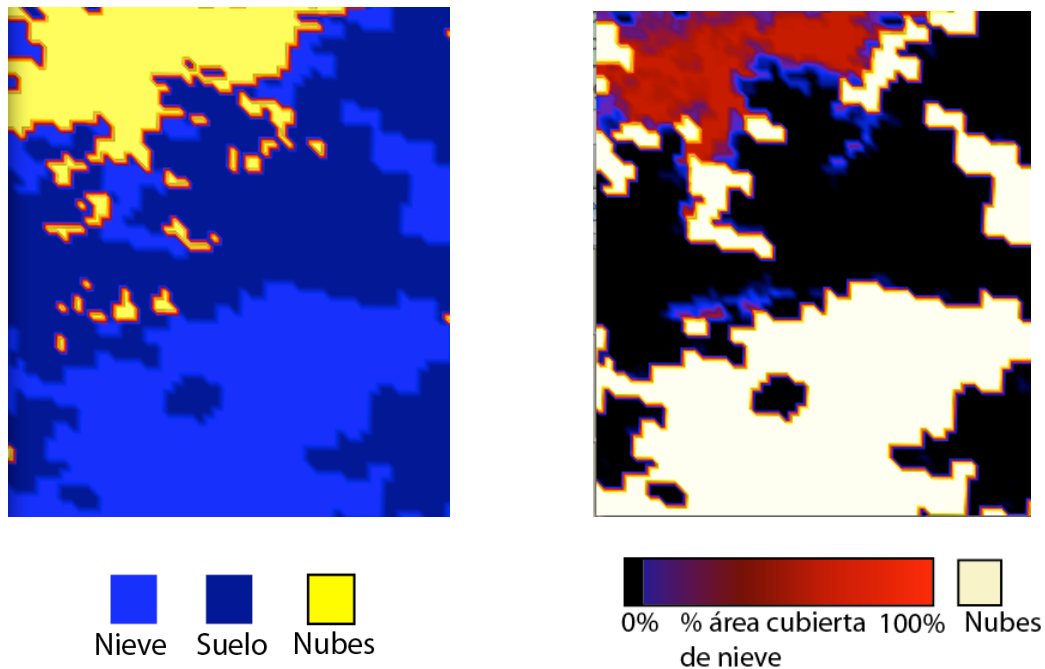


Fig. 13 Productos satélite de área cubierta de nieve y % de área cubierta de nieve.

Visualmente el segundo producto que da el porcentaje de área cubierta de nieve es más intuitivo, pero presenta un problema que impide utilizarlo en la calibración. El inconveniente que tiene es que el borde de las nubes lo confunde con nieve, les da el mismo código o color, por lo que el programa de calibración no distinguiría este hecho e intentaría calibrar el modelo para que presente nieve donde realmente no hay. Por este motivo la única opción es utilizar el primer producto y reservar el segundo para una eventual validación visual.

Para comparar el resultado de la simulación con las imágenes satélite ambas tienen que dar una medida de la misma variable. En el caso de la simulación el producto final es un mapa de nieve acumulada en mm de equivalente de agua líquida. Las imágenes satélite muestran tal como se ha comentado antes la cobertura de nieve, sin saber su cantidad, además de otras superficies como la nubosidad, agua, etc.



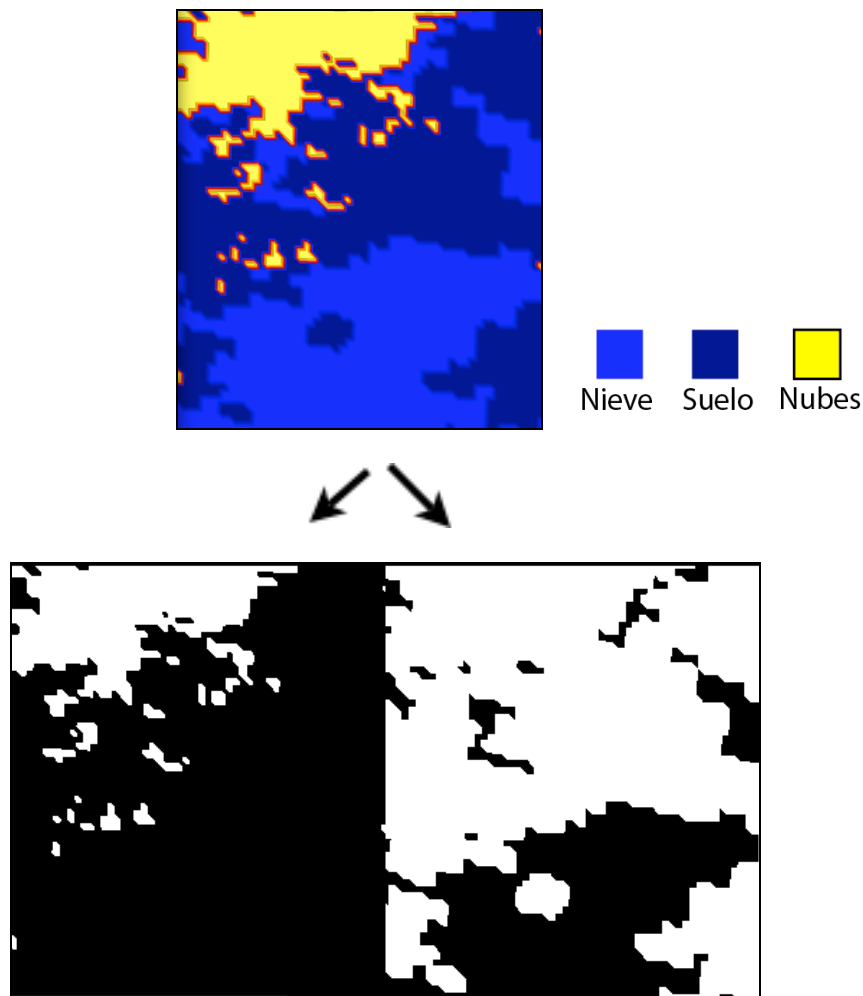


Fig. 14 Separación del producto satélite en dos matrices binarias, a la izquierda cobertura de nieve y a la derecha máscara de nubes.

Para comparar una imagen con otra, hay que transformarlas y que muestren la misma variable. Como no se puede saber la cantidad de nieve por la imágenes satélite se comparará solo la superficie cubierta. Para ello se transforman las simulaciones y las observaciones, se creará una matriz binaria de unos y ceros, donde cada celda represente un elemento de la matriz, que será 1 si en la celda hay nieve acumulada o 0 si no hay nieve. Esta matriz se hará solo una vez por día en el caso de las simulaciones y no a cada paso de tiempo, ya que solo tenemos una imagen satélite al día. En el caso de que la simulación fuera perfecta las dos matrices deberían ser idénticas.

Pero hay un inconveniente que impide comparar directamente las dos matrices, y es la nubosidad. En las imágenes de cobertura de nieve simuladas no hay nubes, sin embargo

en las observaciones de satélite es más que probable la presencia de nubes que impidan ver la cobertura de nieve que hay debajo. Para solucionar esto se generará una máscara de nubes (Fig.14) y solo se compararán las imágenes en las celdas donde esté el cielo despejado. La máscara de nubes será otra matriz binaria, procedente de las observaciones del satélite donde las nubes serán 0 y el cielo despejado será 1. Ahora ya está todo listo para el cálculo del criterio.

### 6.3. Criterio de calibración

Para la calibración del modelo es necesario definir un criterio de calibración, éste será el que usemos para comparar distintas simulaciones y ver cuál es la que se aproxima más al estado de la cobertura de nieve en cada momento dado por las imágenes satélite. El método de optimización escogido buscará los parámetros que minimicen este criterio.

El criterio de calibración está inspirado en el error cuadrático medio, su ecuación es la siguiente:

$$criterio = \frac{\sum_{j=0}^{Ndías} \left( \sum_{i=0}^{Nceldas} (obs_{ij} - sim_{ij})^2 / Nceldas_j + 1 \right)}{Ndías} \quad (36)$$

Donde:  $obs_{ij}$ = celdas de cobertura de nieve procedente de las observaciones satélite. (1= nieve, 0= no nieve).

$sim_{ij}$ = celdas de cobertura de nieve procedente de las simulaciones. (1= nieve, 0= no nieve).

$Ndías$ = número de días sobre el que se hace la calibración.

$Nceldas_j$ = número de celdas sin nubes para el día j.

Para no cometer errores en aquellas celdas donde realmente hay nieve pero las nubes tapan la observación y su matriz muestra que no hay nieve, solo se hace la comparación en las celdas donde no hay nubes. El resultado será el numero de celdas erróneas, que lo

dividiremos entre el total de celdas  $N_{\text{celdas}}$  donde se ha hecho la comparación, para evitar dividir entre cero (días con el cielo totalmente tapado) se le suma 1 al divisor.

Esto se hace para cada día y se calcula la media entre todos los días del periodo de calibración.

El criterio de calibración tiene un rango de valores de  $[0,1)$ , un valor del criterio cercano a 0 significa que la simulación y la observación son similares, un valor cercano a 1 significa que no se parecen las dos matrices y la calibración no es buena.

#### 6.4. Método de optimización, función de Rosenbrock

El método de optimización de Rosenbrock es un algoritmo de orden 0, es decir que no necesita la derivada de la función objetivo que es el criterio de calibración, solo se utilizan simples evaluaciones de dicha función. Esta optimización está basada en una función no convexa presentada por (Rosenbrock, 1960). Esta función también se conoce como el valle de Rosenbrock (Fig.15)

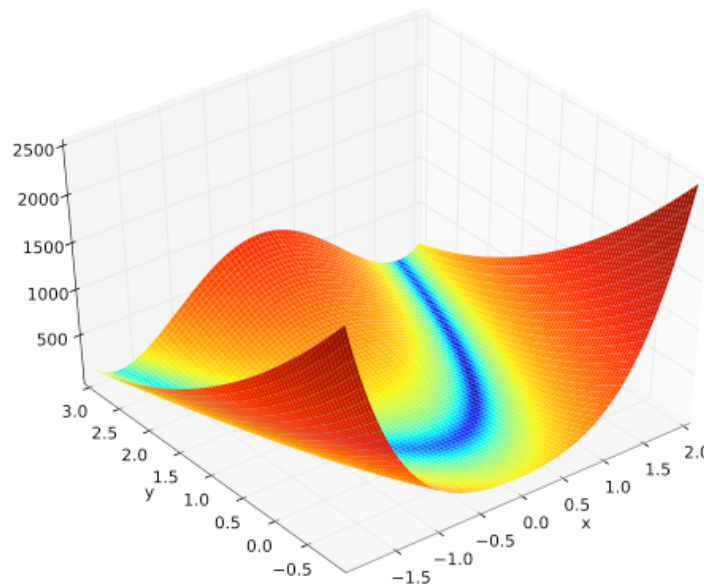


Fig. 15 Gráfica de la función de Rosenbrock de 2 variables (Wikipedia)

El método de Rosenbrock evita los mínimos locales y converge hacia el mínimo global que está dentro de un largo y estrecho valle parabólico. Encontrar el valle es relativamente fácil, pero converger al mínimo global es una tarea más complicada.

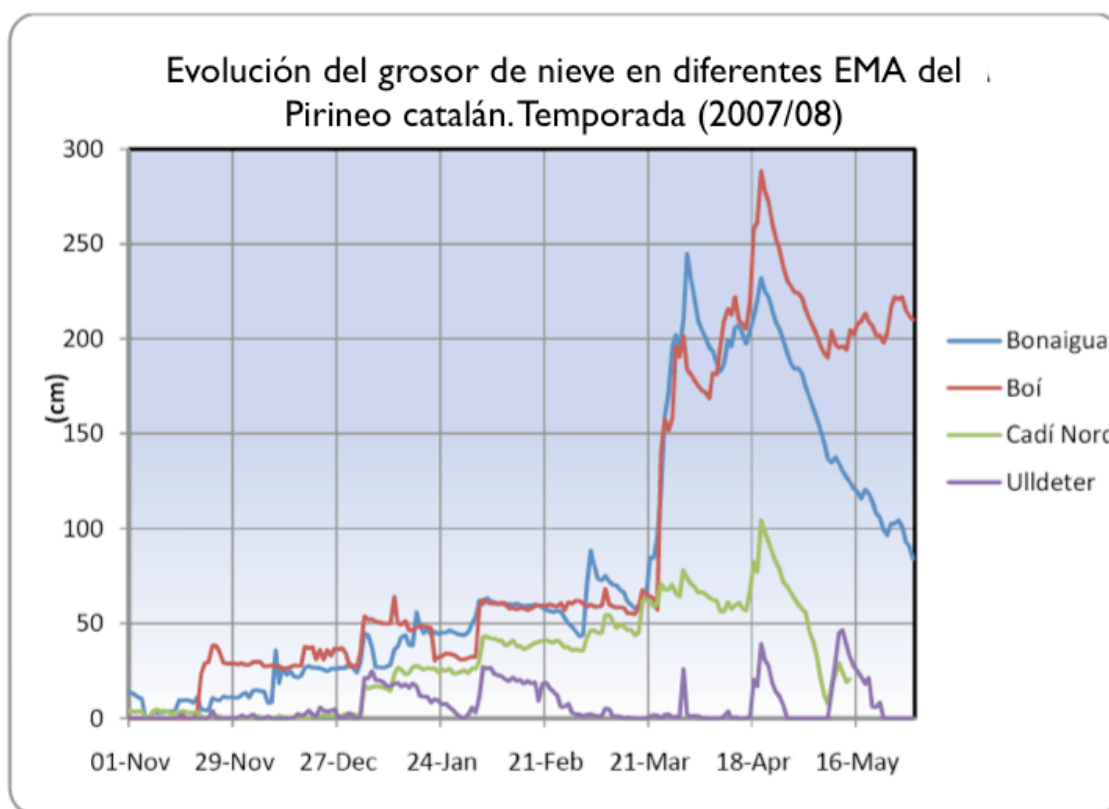
Este método de optimización va particularmente bien cuando el cálculo del criterio no tiene un gran coste computacional. En estos casos, no es útil utilizar algoritmos de optimización muy complicados, se perdería más tiempo en los cálculos del algoritmo en lugar de hacer más evaluaciones de la función objetivo, que es lo que al fin y al cabo va a llevar más rápidamente a encontrar los valores óptimos para los parámetros que se calibran.

En la primera iteración se hace una simple búsqueda de orden cero en la dirección de la base vectorial de un sistema de coordenadas  $n$ -dimensional, donde  $n$  es el numero de parámetros a calibrar. En caso de éxito, es decir cuando la realización da un nuevo valor mínimo de la función, se aumenta la longitud del paso, mientras que en el caso de un fracaso se disminuye y se prueba con la dirección opuesta.

Una vez se han probado todas las direcciones de la base vectorial para un éxito y no se han alcanzado nuevos mínimos se hace una rotación del sistema de coordenadas y se empieza un nuevo proceso de búsqueda con pasos cortos y creciendo a medida que se alcanzan nuevos éxitos. El método de optimización continua hasta que se alcanza un mínimo con la precisión requerida, en nuestro caso cuando el criterio no varía más de 0,0001 en valor absoluto.

## **6.5. Periodo de calibración**

El periodo de tiempo escogido para la calibración del modelo será la temporada 2007 a 2008. Se ha escogido este periodo porque en él se presentan una serie de episodios de precipitación muy interesantes. Además se dispone del *Butlletí nivològic i d'allaus, temporada 2007-2008* elaborado por el IGC (Institut Geològic de Catalunya) en el que se explica detalladamente el comportamiento de la temperatura y precipitación en los Pirineos durante la temporada, así como los episodios de nevadas más importantes y la evolución del manto de nieve, con gráficos de grosor de nieve en Ulldeter entre otros (Fig.16) que pueden ser de gran ayuda a la hora de interpretar los resultados.



**Fig. 16** Evolución del grosor de nieve en diferentes EMA del Pirineo catalán para la temporada 2007- 2008. (Institut Geològic de Catalunya)

Tal como se ve en el gráfico hay una serie de episodios muy interesantes para la calibración del modelo. Aunque el gráfico empiece en Noviembre, realmente el primer episodio de nieve de la temporada se presenta a mediados de Octubre, pero es de escasa importancia y la nieve acumulada ya está fundida para inicios de Noviembre. Durante 2007 se suceden una serie de episodios de escaso volumen de precipitación, pero que ya generan una cobertura de nieve permanente en las cotas altas. En 2008 se van a calibrar y analizar 3 periodos de acumulación y fusión:

- El primero empieza el día 1 de Enero de 2008 y termina el 1 de Febrero y tiene un gran episodio de precipitación en forma de nieve entre los días 3 y 5 de Enero, otro episodio considerable el día 12 y uno de menor magnitud el día 17. La precipitación acumulada en la EMA de Ulldeter durante el mes de Enero es de 46 mm y la temperatura media del aire es de 0,8°C.
- El segundo periodo empieza el día 1 de Febrero de 2008 y termina el 1 de Marzo, también con un gran episodio de precipitación al principio entre los días 1 y 4 que genera una cobertura de nieve que dura todo el mes, aunque a finales de Febrero

se produce otro episodio menor. La precipitación acumulada en la EMA de Ulldeter durante el mes de Febrero es de 59 mm y la temperatura media del aire es de  $-0,5^{\circ}\text{C}$ . Estos dos episodios son perfectos para estudiar, en condiciones de invierno, primero si la acumulación y distribución de nieve que simula el modelo se adecua a la realidad y segundo para ver si los parámetros factor de grados-día y temperatura de fusión están debidamente calibrados y simulan bien la fusión del paquete de nieve.

- El tercer periodo se da en Abril y presenta dos grandes episodios de acumulación de nieve, el primero va del 31 de marzo a 1 de Abril, y el segundo muy intenso va del 18 al 21 de Abril. Se escoge como periodo de calibración del 30 de Marzo al 3 de Mayo. La precipitación acumulada en la EMA de Ulldeter durante el mes de Abril es de 129 mm y la temperatura media del aire es de  $0,6^{\circ}\text{C}$ .

Los meses primaverales de Abril y Mayo presentan episodios de precipitación mayores en cantidad a los del periodo invernal y las temperaturas continuaron siendo suficientemente bajas como para ser el periodo de tiempo en el que se registran los mayores espesores de nieve. El mes de Mayo también presenta un gran episodio, según las mediciones de grosor en Ulldeter es el episodio más importante de la temporada, la precipitación acumulada durante este mes es de 229 mm y la temperatura media del aire en Ulldeter es de  $2,9^{\circ}\text{C}$ . Sin embargo al revisar las imágenes satélite se observa que la mayoría de los días hay una gran cantidad de nubes y como el manto de nieve no dura tanto como en los episodios de Enero y Febrero se considera que no hay suficientes imágenes de referencia como para hacer una buena calibración. Por lo tanto se calibrarán conjuntamente los dos episodios que suceden en el mes de Abril para tener una calibración de los parámetros en periodo de fusión importante.

## CAPÍTULO 7 PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

En este capítulo se van a presentar los resultados de las calibraciones para los diferentes periodos. Primero se hará la calibración del modelo y un análisis detallado de los resultados, comparando los diferentes valores de los parámetros e intentando dar una explicación a la luz de las condiciones en las que se desarrolla cada episodio. También se hará el análisis de la influencia del módulo de radiación en el modelo, se mirará si su inclusión mejora las simulaciones. Por último también se mirará la influencia que tiene en la simulación la variación del albedo.

### 7.1. Calibración por episodios

A continuación se presentan los resultados de la calibración de los parámetros para los tres periodos.

<b>Tabla 3. Resultados de la calibración con módulo de radiación.</b>	Periodo 1: 01/01/2008 a 01/02/2008	Periodo 2: 01/02/2008 a 01/03/2008	Periodo 3: 30/03/2008 a 03/05/2008
<b>Factor grados-día(mm/°C·día)</b>	4,29	4,54	3,71
<b>Temperatura umbral (°C)</b>	1,05	1,27	0,92
<b>Temperatura de fusión (°C)</b>	0,42	0,75	0,53
<b>Criterio de calibración:</b>	<b>0,0795</b>	<b>0,0954</b>	<b>0,0812</b>

Haciendo una valoración cualitativa de las imágenes de cobertura de nieve simuladas comparadas con las observaciones satélite (Fig.17, Fig.18, Fig.19), se observa que el modelo consigue una aproximación satisfactoria en los tres periodos, si bien es cierto que para Febrero (Fig.18) se aprecian más diferencias entre la simulación y la observación, sospecha que se confirma al comparar los criterios de calibración donde se puede ver que la peor calibración se da para el segundo episodio. De todas maneras todos los criterios han resultado próximos a 0 por lo que la calibración en los tres episodios se considera buena.

En cuanto a los parámetros calibrados se pretende comparar los tres valores para intentar sacar conclusiones según las propiedades de cada episodio.

Como hipótesis para el factor de grados-día se suponía que era constante o casi constante a lo largo de toda la temporada. Aunque para todos los periodos el valor del factor de grados-día es cercano a  $4 \text{ mm/}^{\circ}\text{C}\cdot\text{día}$ , cabría la posibilidad de que exista una cierta relación con la época en la que se dan los episodios y el valor de este parámetro.

Se puede ver como los valores más altos se registran en Enero y Febrero y el factor de grados-día en Abril es relativamente más bajo. Por consiguiente no se puede descartar una posible variación estacional en este parámetro que provoca una ligera disminución del mismo a medida que avanza la temporada. Esto puede deberse a que en primavera la fusión por radiación es mayor que en invierno y por lo tanto el término de fusión por temperatura tiene que reducirse ligeramente para adaptarse a las observaciones.

Según los resultados obtenidos para la calibración de la temperatura de fusión se ha observado una clara relación entre la temperatura media del episodio y la temperatura de fusión. Para periodos fríos la temperatura de fusión aumenta, ya que tal como se había planteado en el apartado 6.1.3 la temperatura del paquete de nieve es más baja y se necesita más energía para iniciar la fusión, además de los procesos de recongelación de la nieve fundida que se producen en el interior del paquete de nieve. Según las calibraciones vemos un valor de esta temperatura alto en Febrero y menor en Enero y Abril. El periodo de Enero al ser en temporada invernal debería tener un valor de temperatura de fusión similar al de Febrero, estudiando los datos del *Butlletí nivològic i d'allaus, temporada 2007-2008* del IGC se observa que la temperatura media durante el mes de Enero ha sido calificada como “muy cálida” con diferencias de más de  $3^{\circ}\text{C}$  por encima de la media climática. Esto se traduce en temperaturas medias algo menores en Abril ( $0,6^{\circ}\text{C}$ ) que en



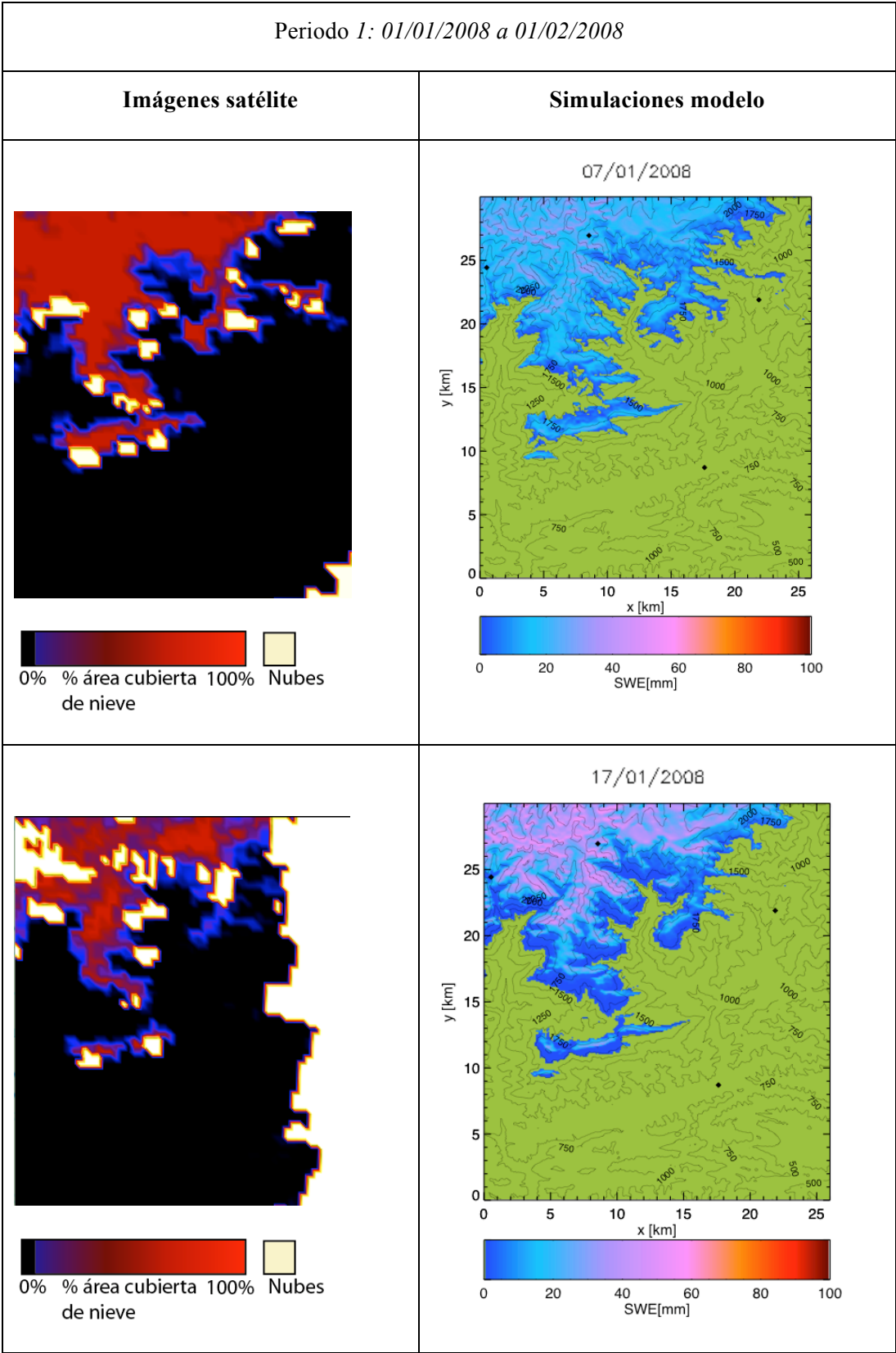
Enero ( $0,8^{\circ}\text{C}$ ) , por eso no es de extrañar obtener un valor para el parámetro de temperatura de fusión similar en los periodos 1 y 3.

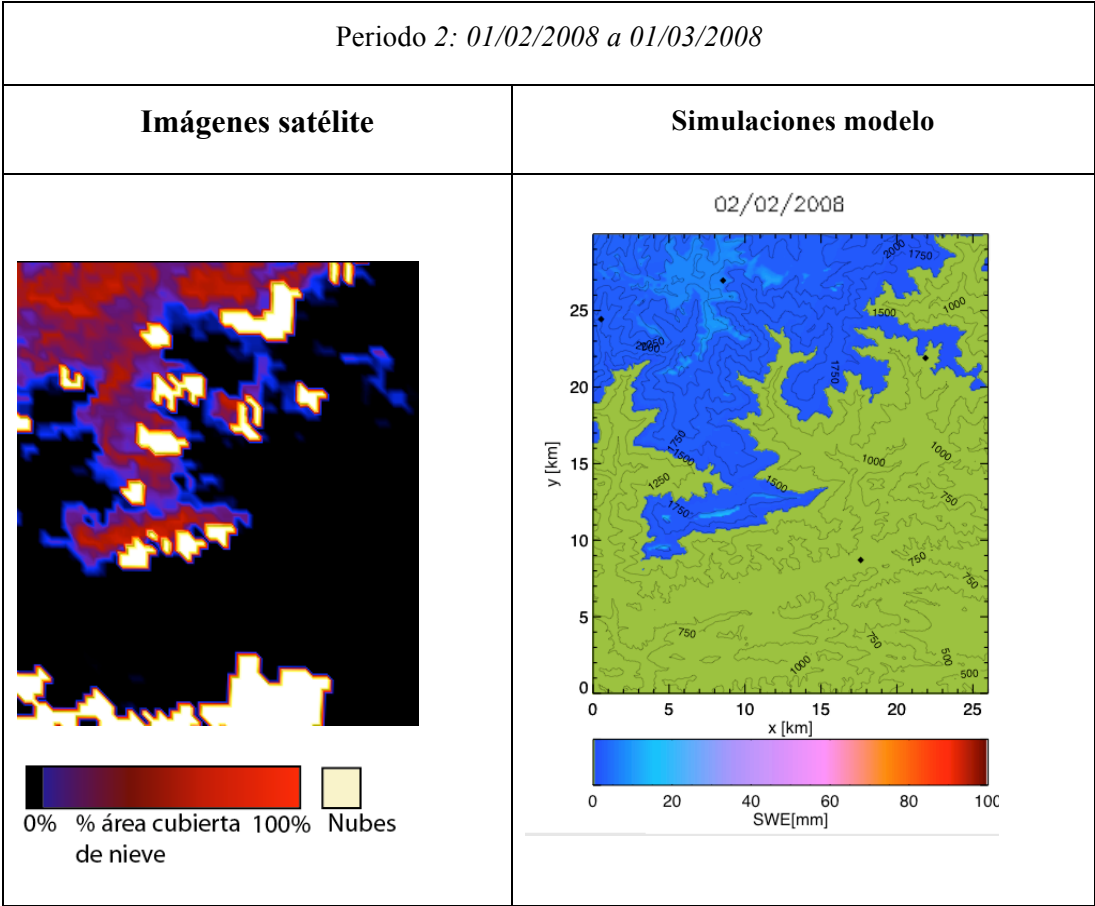
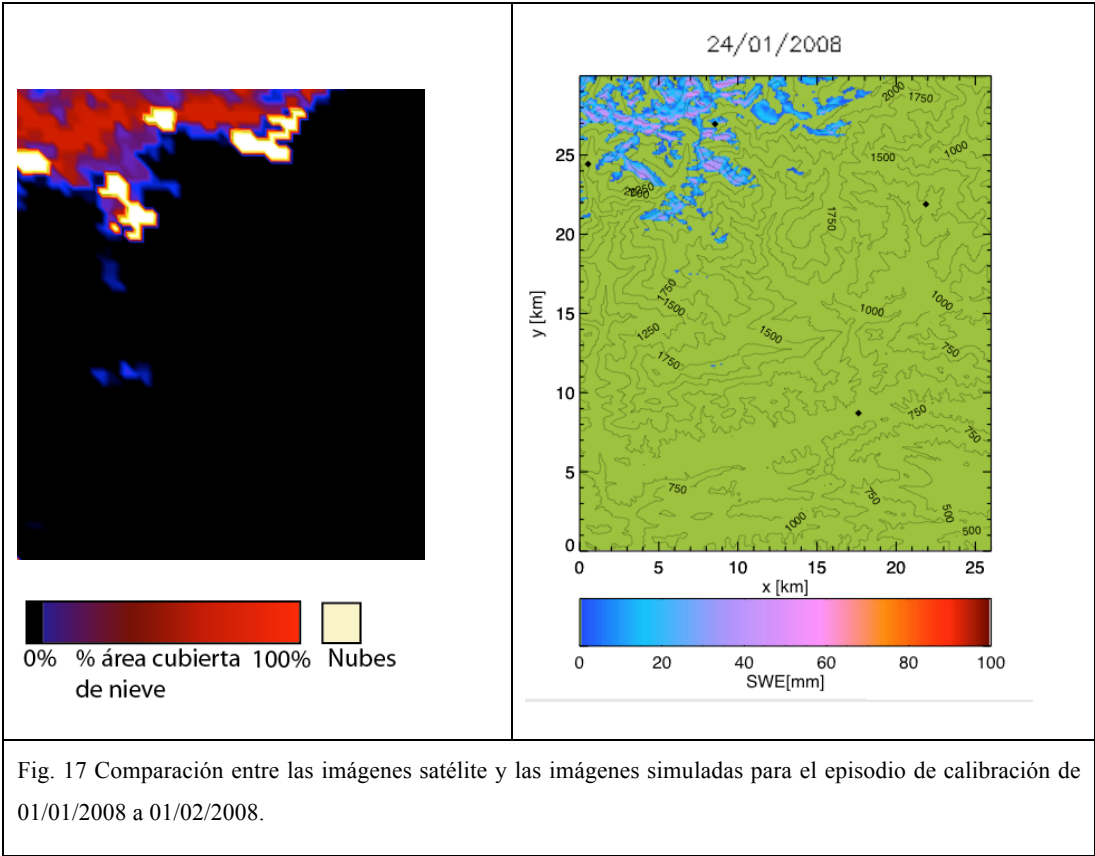
Por último la temperatura umbral se observa que es superior en el periodo de Febrero que es el más frío de los tres. Se sabe que la temperatura umbral depende de varios factores como la humedad del aire y sobretodo la temperatura en las capas altas de la atmósfera donde se forma la nieve. Una temperatura baja en altura implica una temperatura umbral más alta. De la calibración se observa una cierta estacionalidad y el valor para la temperatura umbral disminuye ligeramente a medida que avanza la temporada, según los resultados para Febrero ( $1,236^{\circ}\text{C}$ ) y Abril ( $0,965^{\circ}\text{C}$ ). Enero aunque tiene una temperatura media ligeramente más alta que Abril presenta una temperatura umbral algo mayor, esto se podría explicar porque la temperatura en las capas altas de la atmósfera no está relacionada directamente con la temperatura del aire en superficie y seguramente por ser un periodo invernal la temperatura en altura es más baja que en primavera. Por lo tanto no es posible hacer una relación tan directa entre la temperatura media del episodio y la temperatura umbral como en el caso de la temperatura de fusión.

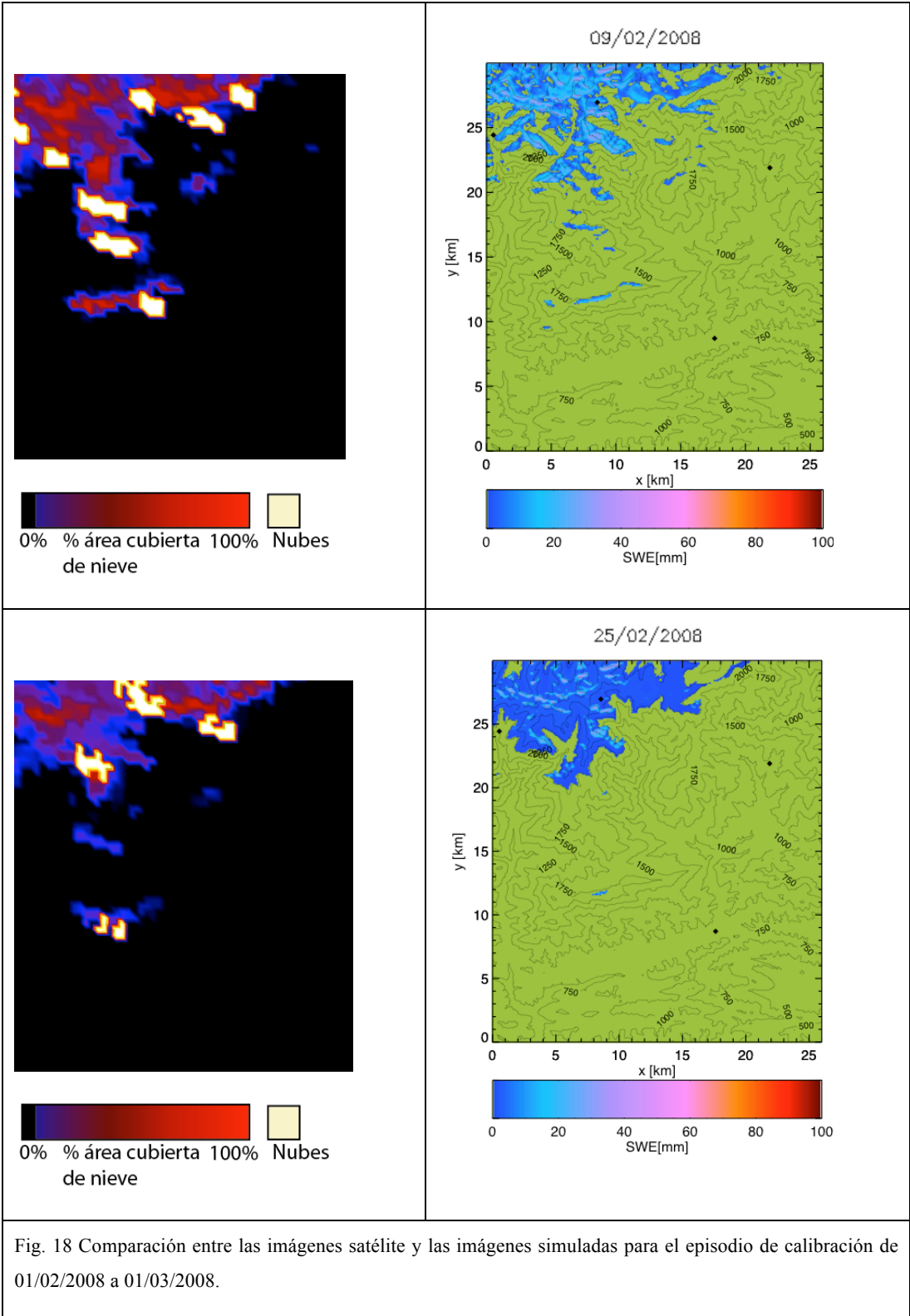
Para hacer una valoración de los resultados más cualitativa, se muestra la comparación entre las imágenes de cobertura de nieve simulada y las observaciones para los días más interesantes y de los que se dispone de una imagen satélite de calidad.

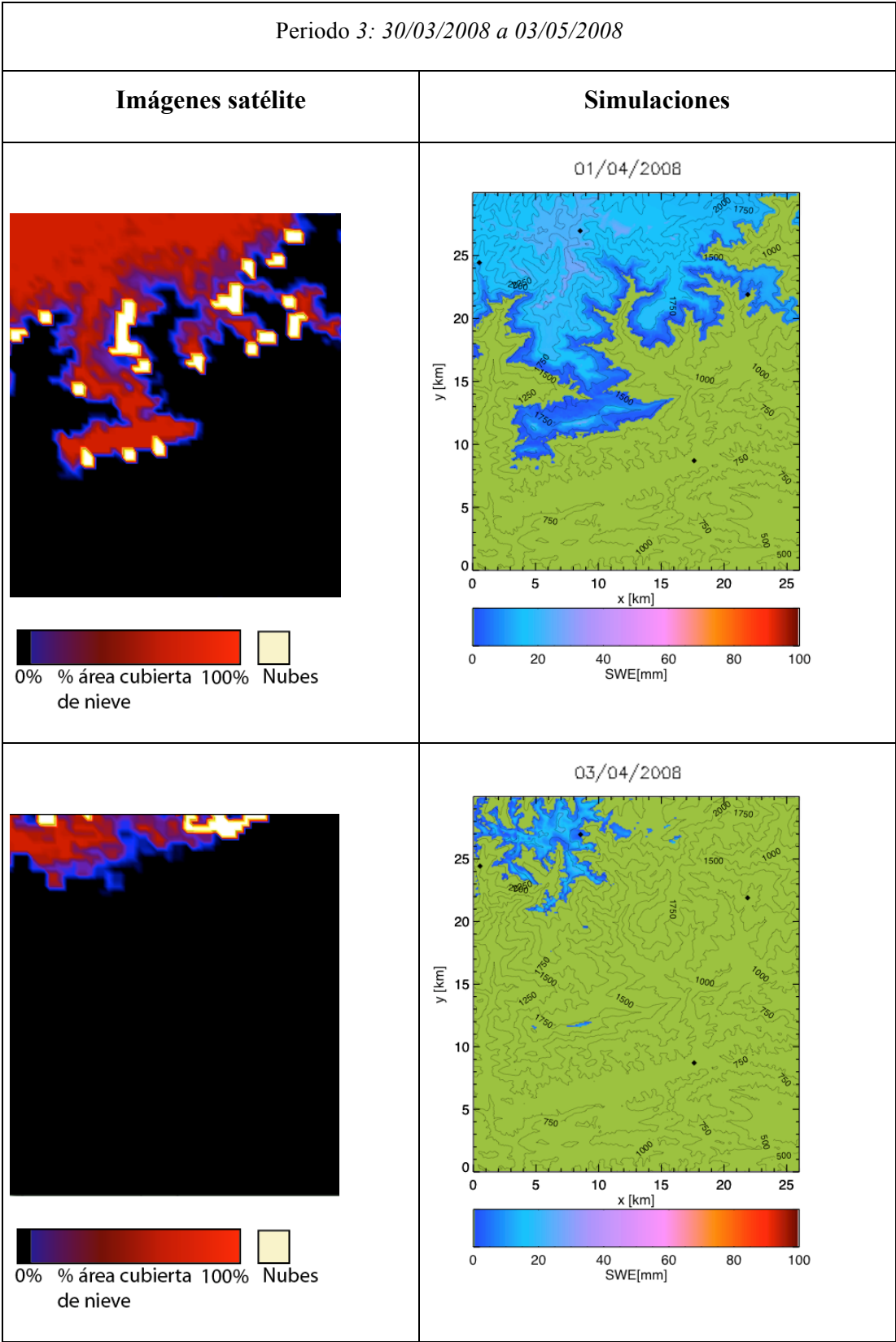
Para el periodo de Enero (Fig.17) hay que destacar la buena aproximación de las simulaciones a las observaciones los días 7 y 17 justo después de episodios de acumulación. Sin embargo la simulación para el día 24 después de varios días con fusión ya no es tan buena y se puede observar una fusión excesiva en la vertiente sur de las montañas. Este problema también se detecta en Febrero para el día 9. En el apartado 7.3 se intenta buscar una solución mediante el aumento del albedo.

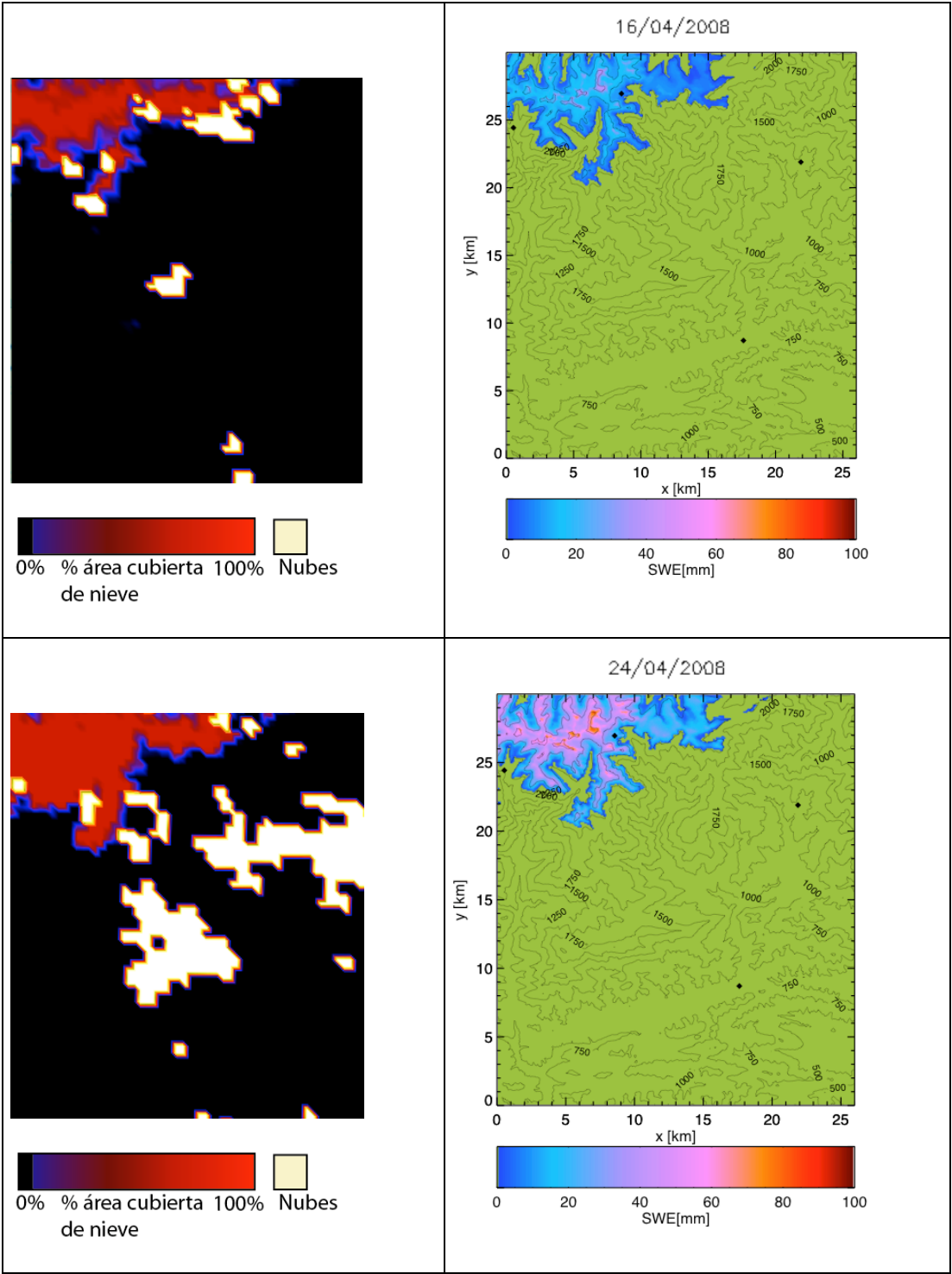
Como puede verse en las imágenes en Abril ( Fig.19) los episodios de acumulación son intensos, pero la fusión es muy grande comparada con la de los periodos de Enero y Febrero, por lo que el manto de nieve dura pocos días. Se puede ver claramente como el modelo simula correctamente esta situación para los días 3 de Abril y 2 de Mayo en los que el paquete de nieve se ha reducido rápidamente desde los episodios previos de acumulación, confirmando los picos en las medidas de grosor que se esperaban por el gráfico de la Fig.16.

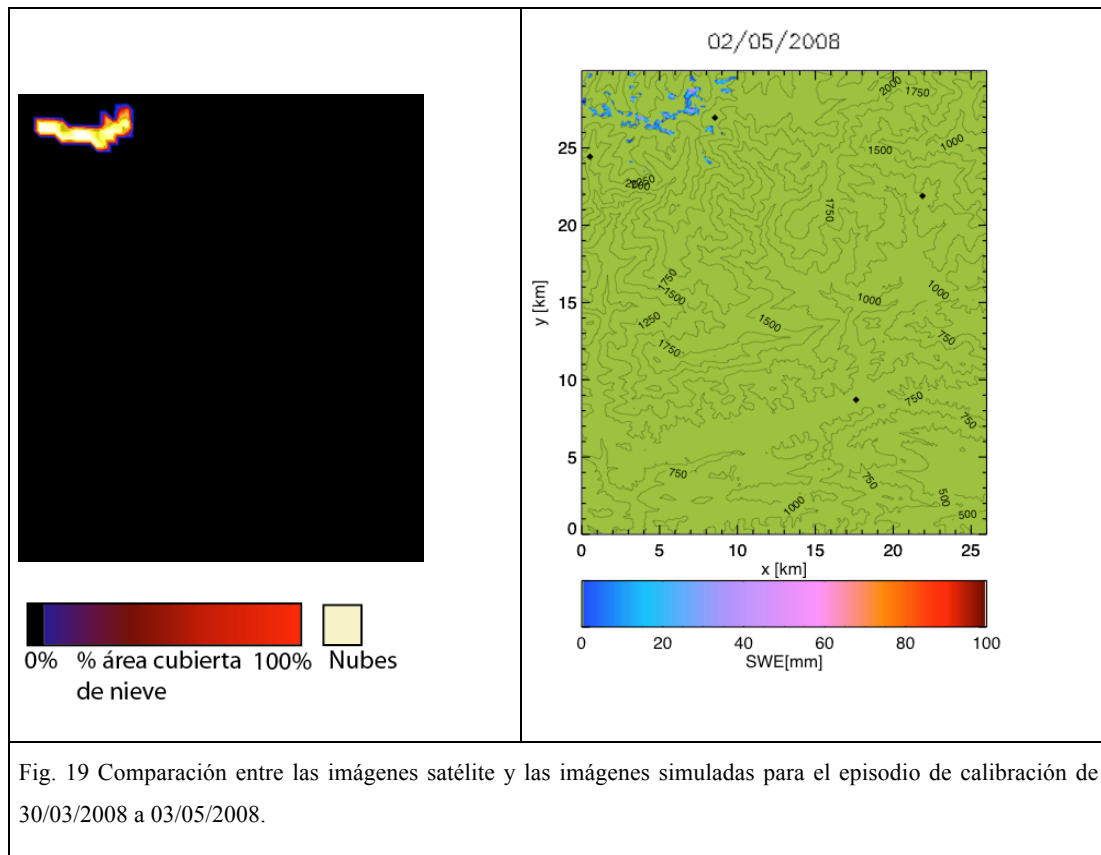












## 7.2. Influencia del módulo de radiación

Se va a comprobar si el módulo de radiación consigue alguna mejora notable en la simulación. Se realiza una calibración sin el módulo de radiación solo con el término de fusión dependiente de la temperatura y se obtienen los siguientes resultados:

<b>Tabla 4. Resultados de la calibración sin el módulo de radiación.</b>	Periodo 1: 01/01/2008 a 01/02/2008	Periodo 2: 01/02/2008 a 01/03/2008	Periodo 3: 30/03/2008 a 03/05/2008
<b>Factor grados-día(mm/°C·día)</b>	5,02	5,96	5,00
<b>Temperatura umbral (°C)</b>	1,19	1,20	1,10
<b>Temperatura de fusión (°C)</b>	0,76	0,66	0,76
<b>Criterio de calibración:</b>	<b>0,0935</b>	<b>0,1015</b>	<b>0,0993</b>



De esta calibración para los tres periodos se puede ver que el criterio de calibración del modelo incluyendo el módulo de radiación es menor que sin incluir este módulo y por lo tanto simula mejor la evolución del manto de nieve.

En cuanto a los parámetros, el valor de la temperatura umbral es similar al obtenido con el módulo de radiación, como era de esperar ya que la diferencia entre los dos modelos es solo en los términos de fusión y no en la discretización entre nieve o lluvia que determina la acumulación.

El factor de grados-día en el modelo que no incluye el término de radiación es mayor al que incluye de término radiativo para los tres episodios, esto se explica porque con el primer modelo toda la fusión viene del término de temperatura, en cambio en el segundo modelo se reparte entre la temperatura y la radiación.

En cuanto al valor de la temperatura de fusión se observa un claro aumento en los periodos 1 y 3, mientras que en el periodo 2 disminuye respecto a la calibración con el modulo de radiación. La hipótesis que se ha planteado en el apartado anterior era que esta temperatura dependía de la temperatura media del periodo, siendo la temperatura de fusión mayor cuanto más baja es la temperatura media. En este caso el periodo 2 no cumpliría la condición como si lo hacía para la calibración incluyendo el módulo de radiación. El valor del criterio de calibración para este periodo es peor que para el resto, pero está en el mismo orden de magnitud. La única explicación posible es que el modelo sin el módulo de radiación no representa tan bien los procesos físicos y los parámetros calibrados no siguen una lógica tan clara.

A continuación se muestran a modo de ejemplo la comparativa de las imágenes satélite con las coberturas de nieve simuladas con y sin el módulo de radiación para el segundo periodo (Fig.20). Se observa claramente como el modelo que incluye el módulo de radiación representa mejor los efectos topográficos como por ejemplo más fusión en la cara sur de las montañas. Este hecho no se nota los días de acumulación como por ejemplo el día 2, pero a medida que avanza el periodo y la fusión acumulada es mayor (días 9 y 25) se ve como el modelo simple de grados-día da la misma acumulación en la vertiente norte y sur mientras que el modelo competo simula una cobertura de nieve más detallada.



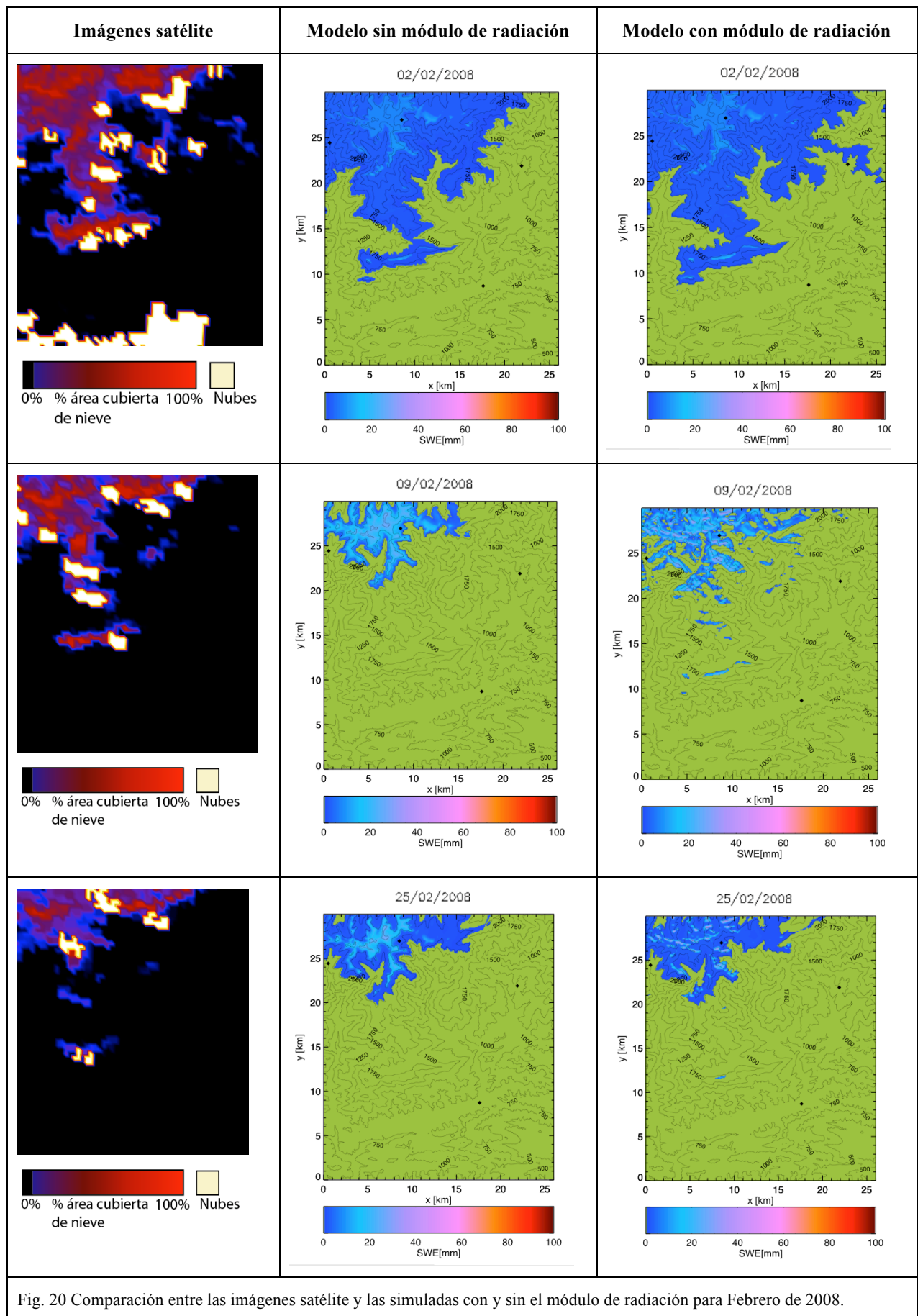


Fig. 20 Comparación entre las imágenes satélite y las simuladas con y sin el módulo de radiación para Febrero de 2008.

### 7.3. Influencia del albedo

Aunque las calibraciones parecen buenas, a simple vista se aprecia como hacia final de un periodo continuado con fusión y sin acumulación, la fusión en la vertiente sur parece excesiva, se puede ver claramente en las imágenes de simulación para el 24 de Enero (Fig.17) y el 9 de Febrero (Fig.18). Para solucionar este problema hay que reducir la radiación solar que llega a las celdas, la única solución posible es aumentar el albedo, que se ha establecido como constante en el apartado 6.1.4., y ver si la calibración da mejor resultado.

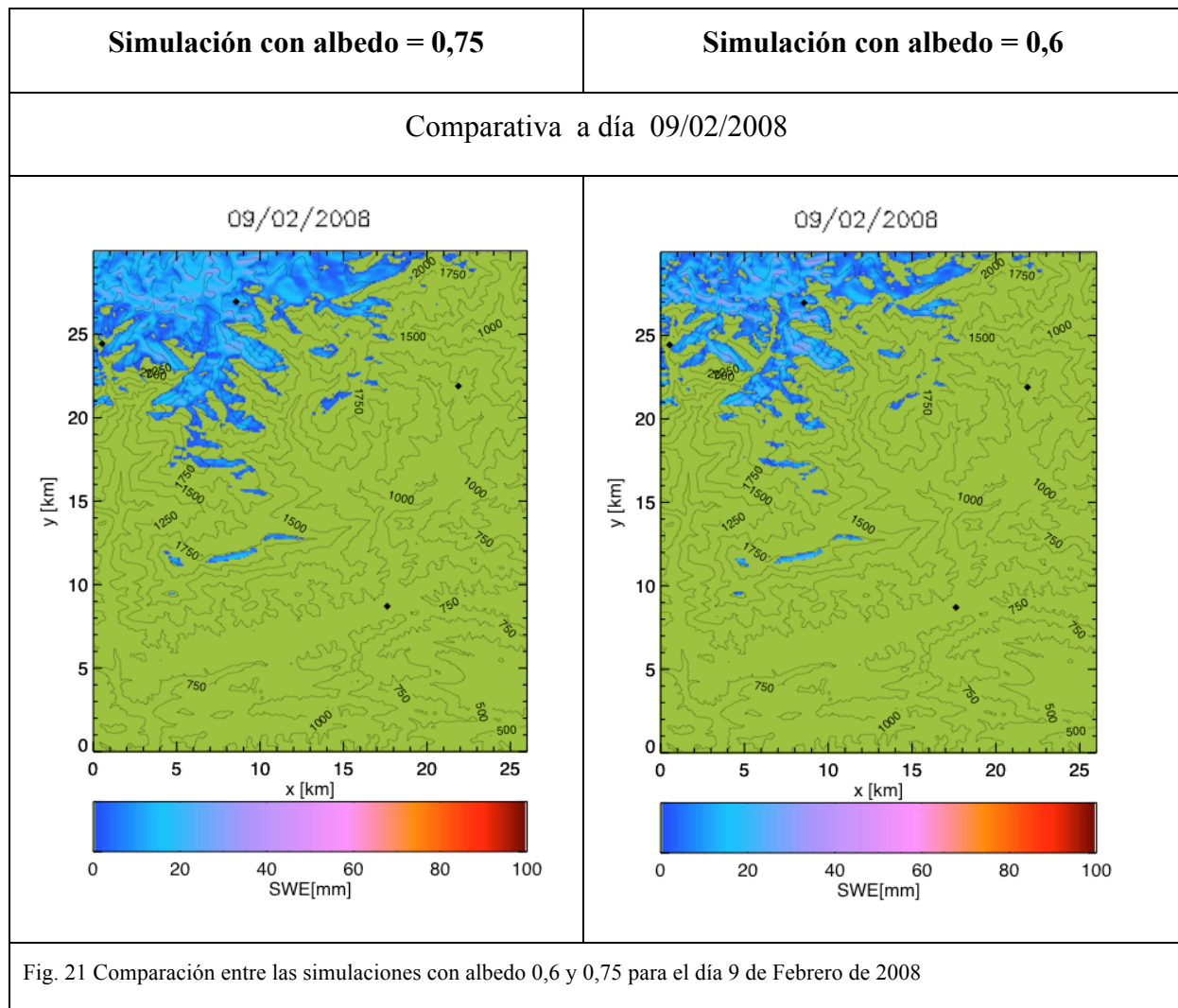
Se cambia el albedo en el módulo de radiación, aumentándolo de 0,6 a 0,75, de esta manera la radiación neta que reciba cada celda será algo menor las horas centrales del día. Se hace una nueva calibración y se comparan los resultados.

<b>Tabla 5. Resultados de la calibración con albedo de 0,75.</b>	Periodo 1: 01/01/2008 a 01/02/2008	Periodo 2: 01/02/2008 a 01/03/2008	Periodo 3: 30/03/2008 a 03/05/2008
<b>Factor grados-día(mm/°C·día)</b>	4,40	4,63	3,75
<b>Temperatura umbral (°C)</b>	1,11	1,24	0,97
<b>Temperatura de fusión (°C)</b>	0,51	0,81	0,54
<b>Criterio de calibración:</b>	<b>0,0773</b>	<b>0,0902</b>	<b>0,0809</b>

A modo de ejemplo y para ilustrar los resultados se comparan las imágenes de la cobertura de nieve simulada con cada uno de los albedos el día 9 de Febrero de 2008 (Fig.21)

Como se puede ver, utilizar un albedo de 0,75 mejora sensiblemente la calibración y las imágenes simuladas son más realistas y parecidas a las observaciones satélite. Por lo tanto para la calibración de estos episodios habría sido mejor una mejor aproximación del albedo promedio un valor de 0,75 en lugar de 0,6. La mejoría menos notable en el criterio

de calibración es para el periodo de Abril. Una posible explicación sería que a medida que avanza la temporada el albedo de la cobertura de nieve en promedio es menor (ecuación 34), ya que la nieve es más densa debido a la fusión más alta, y un valor del albedo de 0,6 no es tan mala aproximación a la realidad en Abril como en los periodos de invierno de Enero y Febrero.



## **CAPÍTULO 8 RESUMEN Y CONCLUSIONES**

### **8.1. Conclusiones generales**

Se ha desarrollado un modelo distribuido de simulación continua de acumulación y fusión de nieve. El modelo calcula la acumulación mediante la separación de la precipitación en lluvia o nieve si esta se produce por debajo de una temperatura umbral. El cálculo de la fusión se calcula mediante dos términos, uno dependiente de la temperatura y otro de la radiación. El término de la temperatura consiste en un factor de grados-día que multiplica a la diferencia entre la temperatura del aire y la temperatura de fusión de la nieve, e indica cuantos mm de equivalente de agua se han fundido. El término de radiación incluye la radiación solar y la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre y la atmósfera.

El modelo ha sido desarrollado y calibrado sobre la cuenca piloto de la cabecera del Ter a su paso por St. Joan de les Abadesses. Se ha calibrado el modelo para los episodios que se presentan en la temporada 2007/08, y aunque sería conveniente hacer el estudio para otros años ya se pueden extraer algunas conclusiones:

- Haciendo una valoración cualitativa de las imágenes de cobertura de nieve simuladas comparadas con las observaciones satélite, se observa que el modelo consigue una aproximación satisfactoria. Por lo tanto se puede concluir que es posible desarrollar un modelo de índice con un módulo de radiación, más sencillo que los modelos basados en

el balance de energía, que con pocas variables de entrada y fácilmente accesibles consiga simular correctamente los procesos de acumulación y fusión de nieve que se dan en una temporada. El hecho que el modelo desarrollado utilice unas variables como la temperatura, la precipitación y la radiación solar, que se miden en gran parte del territorio mediante estaciones meteorológicas, permite poder aplicar este modelo a cualquier cuenca donde se disponga de estos datos lo que da un mayor valor al trabajo realizado.

- Se ha comprobado como la inclusión de un módulo de radiación en el cálculo de la fusión mejora las simulaciones ya que representa mejor los efectos topográficos como una mayor acumulación en la cara norte de las montañas. Sólo con el término de la fusión dependiente de la temperatura, la fusión calculada en una celda a la misma altura pero en la cara sur o norte de la montaña sería la misma y no se consigue un ajuste tan bueno a la realidad.

- La idea de utilizar un valor de albedo constante es buena, ya que se simplifican mucho los cálculos y el modelo ha obtenido buenos resultados. Pero la importancia reducida que se creía que tenía no ha sido tal, y se ha observado que la elección de un valor del albedo u otro varía considerablemente la cantidad de fusión provocada por la radiación. La elección en un principio de un valor para el albedo de 0,6 resultó en una fusión excesiva localizada en la vertiente sur de las montañas que reciben más radiación solar. Se optó por aumentar el albedo a 0,75 y se comprobó como mejoraban sensiblemente los criterios de calibración y la comparación cualitativa de las imágenes satélite con la cobertura de nieve simulada.

- Entrando en la valoración de los parámetros calibrados el objetivo era intentar ver si éstos eran constantes a lo largo de toda la temporada para la cuenca de estudio o si por el contrario tenían algún tipo de variación estacional. Aunque lo ideal habría sido calibrar más episodios en diferentes temporadas, con los resultados obtenidos ya se han podido extraer unas primeras conclusiones sobre estos parámetros.

- Según los estudios de (Brubaker *et al.*, 1996) el factor de grados-día en un modelo de índice que incluye un módulo de radiación se mantiene prácticamente constante a lo largo de toda la temporada. En los resultados obtenidos se han calibrado valores del factor de grados-día de entre 3,7 y 4,6 mm/°C·día. Los valores más bajos se tienen para episodios donde la radiación es mayor como en Abril o cuando se estableció el albedo igual a 0,6, esto indica que el término de temperatura pierde algo de importancia frente al de radiación, pero esta variación

es muy pequeña. Sería necesario realizar calibraciones en más episodios para sacar conclusiones definitivas, por esto no se puede descartar todavía que el factor de grados-día se mantenga prácticamente constante a lo largo de la temporada.

-En cuanto al parámetro de temperatura de fusión parece que si se pueden extraer conclusiones más claras. Según los resultados se ha observado una clara relación entre la temperatura media del episodio y la temperatura de fusión. Para periodos fríos la temperatura de fusión aumenta, ya que tal como se había planteado la temperatura del paquete de nieve es más baja y se necesita más energía para iniciar la fusión, además de los procesos de recongelación de la nieve fundida que se producen en el interior del paquete de nieve. La manera que tiene el modelo de simular estos procesos es aumentando la temperatura de fusión para periodos fríos.

-Con el parámetro de temperatura umbral sucede algo parecido a la temperatura de fusión, pero los resultados no son tan concluyentes. Se sabe que la temperatura umbral depende de varios factores como la humedad del aire y sobretodo la temperatura en las capas altas de la atmósfera donde se forma la nieve. Si esta temperatura es baja, la nieve contiene una cantidad de frío y puede llegar a la superficie terrestre todavía en estado sólido aunque la temperatura del aire sea superior a la temperatura de fusión. El problema es que la temperatura en las capas altas de la atmósfera no está relacionada directamente con la temperatura del aire medida por las EMAS y no es posible hacer una relación tan directa como en el caso de la temperatura de fusión. De todas maneras si se ha observado una cierta estacionalidad y el valor para la temperatura umbral disminuye ligeramente a medida que avanza la temporada, tal como reflejan los valores calibrados para Febrero (1,236 °C) y Abril (0,965 °C).

## **8.2.Mejoras posibles para el modelo**

A continuación se presentan diferentes propuestas para mejorar el modelo:

- En el modelo desarrollado el albedo se establece como una constante a lo largo de todo el periodo. Esto conlleva inevitablemente a un cierto error, que aunque sobre toda la temporada se compensa, sobre periodos cortos provoca una sobrestimación de la fusión por radiación cuando la nieve es reciente y una subestimación cuando la nieve es vieja y el albedo debería ser menor al fijado. Se ha comprobado como cambiar el albedo ha mejorado sensiblemente la calibración en dos episodios, por lo que se deduce que tener una medida lo más cercana a la realidad en cada paso de tiempo mejoraría notablemente los resultados del modelo. En una versión mejorada del modelo se podría obtener las medidas del albedo en cada punto de algún producto de satélite, o más fácil se podría establecer un albedo variable, que sea máximo cuando haya un episodio de acumulación reciente y vaya disminuyendo con el tiempo en función por ejemplo de la fusión como indicador del estado del paquete de nieve y por consiguiente del albedo.
- Los parámetros del modelo se han calibrado en episodios de una misma temporada. Sería interesante poder realizar la calibración para más episodios y analizar si los parámetros se mantienen constantes de una temporada a otra en la misma cuenca o por el contrario varían de un año a otro.
- Tal como se ha visto en la presentación de las ecuaciones generalizadas del balance de energía del USACE la cobertura vegetal tiene una gran influencia en la energía que recibe el paquete de nieve sobretudo en términos de radiación o viento. También se sabe que en las zonas boscosas se acumula menos nieve que en zonas abiertas. El modelo desarrollado no tiene en cuenta la vegetación en la cuenca. Estaría muy bien poder incluir un coeficiente en el término de radiación que dependiera de la cantidad de vegetación en la celda y otro coeficiente en el cálculo de la acumulación. Esta información vendría dada por un MDT de usos del suelo.
- Una aplicación para el modelo desarrollado y una posible nueva mejora para futuros trabajos sería utilizarlo junto a un modelo hidrológico. El modelo de acumulación-fusión proporciona para cada paso de tiempo y cada celda de la cuenca un valor de la fusión de nieve en mm equivalentes de agua y también un valor de mm de lluvia en caso de haber

precipitación. Estos datos se pueden introducir en un modelo hidrológico distribuido para hacer una simulación continua del caudal a la salida de la cuenca. De esta manera se puede hacer una previsión de los recursos hídricos o anticiparse a eventuales avenidas provocadas por la suma de precipitaciones fuertes y un periodo de gran fusión.



## **Referencias:**

- Anderson, E., (1973), *National weather service river forecast system/snow accumulation and ablation model NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17*. US Department of Commerce, 217.
- Anderson, E., (1976), *A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover*. NOAA Technical Report NWS **19**, 150.
- Anderson, E., (2006), *Snow Accumulation and Ablation Model-SNOW-17*.
- Brubaker, K., Rango, A. y Kustas, W., (1996), *Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model*. Hydrol. Proc. , **10**, 1329-1343.
- Brutsaer, W., (1982), *Evaporation into the Atmosphere, Theory, History and Applications* 1st edn. Kluwer: Dordrecht; 1 – 299.
- Brutsaert, W., (1975), *On a derivable formula for longwave radiation from clear skies*. Water Resour. Res, **11**, 742-744.
- Cline, D., Elder, K. y Bales, R., (1998), *Estimating the spatial distribution of snow mountain basins using remote sensing and energy balance modeling*. Water Resour. Res, **34**, 1275-1285.
- Cobos, G., (2004), *Cuantificación de las reservas hídricas en forma de nieve y previsión en tiempo real de los caudales fluyentes derivados de la fusión. Awplicación al Pirineo Español: cuenca alta del río Aragón*, Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Valencia.
- Erbs, D. G., Klein, S. A. y Duffie, J. A., (1982), *Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation*. Solar Energy, **28**, 293-302.
- Kane, D. L. y Gieck, R. E., (1997), *Snowmelt modeling at small Alaskan arctic watershed*. J. Hydrol. Engng., **24**, 204-210.
- Kondratyev, K. Y., (1973), *Radiation characteristics of the atmosphere and the earth's surface*. Amerind Publishing Company, New Dehli, 1973.
- Kustas, W. P., Rango, A. y Uijlenhoet, R., (1994), *A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model*. Water Resources Research, **30**, 1515-1527.
- Lang, H., (1968), *Relations between glacier runoff and meteorological factors observed on and outside the glacier*. IUGG General Assembly, Berne, International Association of Scientific Hydrology: IAHS Publ. no. , **79**, 429-439.
- Leavesley, G. H., Lichty, R. W., Troutman, B. M. y Saindou, L. G., (1973), *A Mountain Watershed Simulation Model*, Colorado State University.
- Liston, G. E., (1999), *Interrelationships among snow distribution, snowmelt, and snow cover depletion: implications for atmospheric, hydrologic, and ecologic modeling*. Journal of Applied Meteorology, **38**, 1474-1487.
- Martinec, J., (1960), *The degree-day factor for snowmelt-runoff forecasting*. C.Sc, the Hydraulic Research Institute, 468-477.

- Martinec, J., (1989), *Hour-to-hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period*. In: S.C. Colbeck, Editor, *Glacier and Snow Cover Variations* Proceedings of the Baltimore Symposium, Maryland 1989: IAHS Publ. no., **183**, 19-28.
- Martinec, J. y Quervain, M. R. d., (1975), *The effect of snow displacement by avalanches on snow melt and runoff* *Snow and Ice Symposium*. Proceedings of Moscow Symposia, 1971: IAHS Publ. no. , **104**, 365-377.
- Martinec, J. y Rango, A., (1981), *Areal distribution of snow water equivalent evaluated snow cover monitoring*. *Water Resour. Res*, **17**, 1480-1488.
- Martinec, J. y Rango, A., (1985), *Parameter values for snowmelt runoff modelling*. *Journal of Hydrology*, **84**, 197-219.
- Martinec, J., Rango, A. y Roberts, R., (2008), *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual*.
- Molotch, N. P. y Bales, R., (2005), *Scaling snow observations from the point to the grid-element: implications for observation network design*. *Water Resour. Res*, **41**, doi:10.1029/2005WR004229.
- Obled, C. y Rosse, B., (1977), *Mathematical models of a melting snowpack at an index plot* *Journal of Hydrology*, **32**, 139-163.
- Quick, M. C. y Pipes, A., (1977), *UBC watershed model*. *Hydrol. Sci. Bull.* , **221**, 153-161.
- Robinson, N., (1966), *Solar Radiation*. Elsevier ed., New York 1966.
- Rosembrock, H. H., (1960), *An automatic method for finding the greatest or least value of a function*. *The Computer Journal*, **3**, 175-184.
- Tangborn, W. V., (1984), *Prediction of glacier derived runoff for hydro-electric development*. *Geogr. Ann.* , **66A 3**, 257-265.
- Temps, R. C. y Coulson, K. L., (1977), *Solar radiation incident upon slopes of different orientations*. *Solar Energy*, **19**, 179-184.
- USACE, (1956), *Summary Report of the Snow Investigations - Snow Hydrology*. North Pacific Division, Corps of Engineers, U.S. Army, Portland, Oregon.
- USACE, (1987), *SSARR User Manual, model streamflow synthesis and reservoir regulation*.
- USACE, (1998), *Runoff from snowmelt*. Engineering Military Manual, EM 1110-2-1406.
- Zuzel, J. F. y Cox, L. M., (1975), *Relative importance of meteorological variables in snowmelt*. *Water Resour. Res*, **11 1**, 174-176.